



UNIVERSITA' DEGLI STUDI "FEDERICO II" DI NAPOLI  
Dipartimento di Scienze della Terra

DOTTORATO DI RICERCA  
IN  
SCIENZE DELLA TERRA  
XVII CICLO

***L'evoluzione morfotettonica plio-quadernaria del sistema  
Golfo di Salerno-Piana del Sele-Monti Picentini  
(Appennino Meridionale)***

Tesi di Dottorato

**CARMINE VITALE**

relatore: *prof. Aldo Cinque*

correlatore: *dr. Alessandra Ascione*

coordinatore: *prof. Italo Sgrosso*

Anno 2005

*ai miei genitori  
ai miei fratelli  
a Michela  
ai miei amici*

*“Chi potrebbe non stupirsi della forza che ha sollevato queste montagne e ancor più per il numero di secoli che devono essere occorsi per spaccare, spostare e spianare tutta la loro massa?...Non dobbiamo sottrarci alla meraviglia, e mettere in dubbio che l’onnipotente tempo non possa ridurre in ghiaia e fango qualsiasi montagna, persino...”*

Charles Darwin (1839) - The Voyage of the Beagle.

## **Ringraziamenti**

Esprimo la mia sincera gratitudine verso tutte quelle persone che, in modo diretto e indiretto, mi hanno affiancato e sostenuto in questo percorso di studio, durato circa quattro anni, che speravo di vivere sin da quando “imparare a fare ricerca” diventava per me qualcosa di importante.

Ebbene, ad oggi, sembra di aver iniziato una delle più significative ambizioni della mia vita.

La mia maturazione scientifica è stata alimentata da fondamentali contributi, di ricercatori dotati di grande professionalità e umanità.

La persona a cui va per primo il mio ringraziamento è il Prof. Aldo Cinque, relatore e maestro, per avermi trasmesso la sua grande passione per la ricerca geologica e il suo rigore nell'affrontare problematiche scientifiche. Si è mostrato un punto di riferimento essenziale per lo svolgimento e prosecuzione dello studio, convalidando le mie ipotesi o tesi quando ritenute valide, se invece confutabili, spiegandomi i motivi, trovava spesso con la sua genialità la soluzione o almeno la strada per raggiungerla.

Ringrazio la correlatrice Dr. Alessandra Ascione per il suo grande impegno nel consigliarmi, validare idee e suggerirmi spunti utili per la ricerca.

Ringrazio il coordinatore Prof. Italo Sgrosso che con la sua costanza di organizzare seminari, corsi ed escursioni di campo, mi ha permesso di migliorare le conoscenze sui diversi settori della geologia; nonché si è mostrato sempre disponibile e lieto di prendere parte a discussioni inerenti alla tesi.

Ringrazio in modo affettuoso la Prof.ssa Franca Sgarrella che, collaborando gentilmente e con tanta buona volontà, ha dato un importante contributo alla tesi nel reinterpretare le associazioni di fauna descritte nel log del pozzo Agip Mina 1.

Un ringraziamento va al Dr. Cesare Caiazza per la sua disponibilità a partecipare ad interessanti incontri e rilievi.

Infine non da meno è stato il supporto morale e logistico ricevuto dalla mia famiglia, dalla mia compagna Michela e da tutti gli amici e colleghi di lavoro, che ringrazio affettuosamente.



## *INDICE*

Premessa

### PARTE PRIMA

Pagina

#### CAPITOLO PRIMO - INQUADRAMENTO REGIONALE

1.1 L'Appennino Meridionale	11
1.2 Assetto strutturale	11
1.3 Le tappe evolutive dell'Orogene	14

#### CAPITOLO SECONDO - CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA DI STUDIO

2.1 Introduzione	19
2.2 Il Graben Peritirrenico della Piana del Sele – Golfo di Salerno	19
2.2.1 Assetto strutturale	20
2.2.2 La piattaforma continentale	21
2.3 I terreni ospitati nella depressione	22
2.3.1 I Conglomerati di Eboli	24
2.3.2 Il Complesso di Persano e i terrazzi associati	28
2.3.3 I travertini di Pontecagnano Faiano, Filetta e Cafasso	30
2.3.4 Il Complesso Tirreniano	31
2.3.5 I terrazzi di II ordine	33
2.3.6 I travertini di Paestum	
2.3.7 Il Complesso olocenico ed il terrazzo associato di III ordine	34
2.4 Il massiccio dei Picentini	35
2.4.1 Le unità stratigrafiche e strutturali pre-quaternarie	36
a) Unità dei terreni tardo-orogeni	37
b) Unità Sicilide	37
c) Unità della Piattaforma carbonatica	37
d) Unità del Bacino di Lagonegro	38
2.4.2 Assetto strutturale	39
2.4.3 Terreni e morfologie post-orogene	42

#### CAPITOLO TERZO – PRECEDENTI CONOSCENZE SULLE TEMATICHE AFFRONTATE

3.1 Evoluzione tettono-stratigrafica del Golfo di Salerno	45
3.2 Elementi morfotettonici della Piana del Sele	46
3.3 Caratteri morfostrutturali dei Monti Picentini	47

## CAPITOLO QUARTO – MODELLI E METODI

4.1 Utilità dell'approccio geomorfologico-strutturale	52
4.2 Analisi del reticolo idrografico	55
4.3 Analisi dei versanti	56
4.4 Tecniche cartografiche di supporto	60
4.5 Morfotettonica e morfoselezione	68
4.6 Interpretazione degli input clastici in chiave paleo-morfologica	69
4.7 Vincoli d'età	69
4.7.1 Formazioni datate	69
4.7.2 Assenza/presenza di materiale piroclastico nelle epiclastiti	70
4.7.3 Rapporti tra depositi e strutture tettoniche di età nota	70
4.8 Metodi di riordino cronologico	71
4.8.1 Rapporti tra superfici d'erosione morfologiche e faglie	71
4.8.2 Livelli di base	77

## PARTE SECONDA: DATI ORIGINALI

### CAPITOLO QUINTO – GOLFO DI SALERNO E PIANA DEL SELE

5.1 Analisi morfostrutturale e stratigrafica del Golfo di Salerno	79
5.2 Analisi morfologica della Piana del Sele	86
5.3 Caratteri geologici e geomorfologici della Piana del Sele	88
5.3.1 Sintema Campolongo	88
5.3.2 Le alluvioni tardo Quaternarie del fiume Tusciano	90
5.3.3 Sintema Gromola	91
5.3.4 Supersintema Battipaglia-Persano	93
5.3.5 Analisi morfotettonica del Complesso di Persano	95
5.4 Sintesi sull'evoluzione morfotettonica e sedimentaria del Golfo di Salerno e della Piana del Sele	98

### CAPITOLO SESTO – I RILIEVI COLLINARI BORDIERI ALLA PIANA DEL SELE

6.1 Introduzione	101
6.2 Settore di Sala Abbagnano	101
6.3 Settore di Giovi	106
6.4 Settore di Montena	110
6.5 Settore di M. Vetrano	117
6.6 Settore Faiano-Montecorvino P.	118
6.7 Settore Battipaglia-Eboli	123
6.8 Settore tra Eboli e Puglietta	128
6.9 Sintesi sull'evoluzione morfotettonica e sedimentaria delle colline marginali	130

<b>CAPITOLO SETTIMO – AREA DEL MASSICCIO DEI MONTI PICENTINI</b>	
7.1 Assetto morfostrutturale generale	133
7.2 Analisi per settore	141
7.2.1 Settore M. Raione	141
7.2.2 Settore Castello d’Olevano S.T.	143
7.2.3 Settore M. Polveracchio-Montenero	146
7.2.4 Settore M. Accellica	150
a) Conglomerati “La Mola”	152
b) Piani di Giffoni	153
7.2.5 Settore M. Telegrafo	156
7.2.6 Settore Finestra Tettonica Lagonegrese di Campagna	159
7.3 La fagliazione a basso ed alto angolo nei Monti Picentini	162
7.4 Discussione e sintesi per eventi relativamente alla zona dei Monti Picentini	163
 <b>CAPITOLO OTTAVO – INTERPRETAZIONE COMPLESSIVA DEI DATI</b>	
8.1 Le paleosuperfici d’erosione	167
8.2 Sintesi cronologica delle tappe evolutive morfotettoniche e sedimentarie del sistema Graben-Horst Peritirrenico	171
a) Gli eventi precedenti all’ultima emersione	171
b) Gli eventi del Messiniano-Pliocene inferiore	171
c) La Paleosuperficie di primo ordine	173
d) La nascita del Graben di Salerno	173
e) Eventi tettonici durante la deposizione dei Conglomerati di Eboli	175
f) La tettonica del tardo Pleistocene inferiore	176
g) La Paleosuperficie di secondo ordine	177
h) Eventi tettonici del Pleistocene medio-superiore	177
i) Depositi e morfologie deposizionali del Pleistocene medio e superiore	178
 <b>CONCLUSIONI</b>	181
 <b>Bibliografia</b>	183

## Premessa

Tra i problemi aperti che caratterizzano lo stato delle conoscenze sulla evoluzione dell'Appennino meridionale, trovano posto quelli che riguardano la storia dei movimenti verticali subiti in vari momenti da vari settori della catena e l'articolazione spazio-temporale della tettonica per faglie ad alto angolo che ha colpito soprattutto le parti più interne dell'orogene dopo che vi si era strutturata la pila di sovrascorrimenti regionali. Questi due aspetti sono tra loro collegati da una terza tematica, che riguarda i rapporti (spazio-temporali e causa-effetto) tra fagliazione estensionale e movimenti verticali, sia surrettivi che di collassamento.

La presente tesi di dottorato ha inteso portare un contributo di nuovi dati e nuove ipotesi interpretative circa gli aspetti appena ricordati, indagando la storia dei movimenti verticali, della fagliazione e della sedimentazione in un transetto SW-NE che si estende dal Graben del Golfo di Salerno fino a tutto il massiccio carbonatico dei Monti Picentini.

L'area prescelta è di grande interesse perchè campiona una tipica depressione peri-tirrenica ed il suo passaggio ad uno dei più marcati alti strutturali dell'Appennino meridionale. L'area risulta interessante e promettente anche perchè qui la evoluzione morfotettonica e sedimentaria di un sistema graben – horst Peritirrenico può essere investigata anche sulla base di quanto hanno registrato le successioni di riempimento del settore depresso (Piana del Sele e Golfo di Salerno) e dei margini del settore sollevato (Monti Picentini). Nell'ambito del settore depresso si hanno unità stratigrafiche anche in facies marine e transizionali che aiutano a scandire, quantificare e datare i movimenti verticali avvenuti dopo la loro deposizione. D'altra parte, sui Monti Picentini, nonostante le caratteristiche morfologiche poco adatte alla conservazione di depositi pre e sin-sollevamento, non scarseggiano gli indicatori geologici e geomorfologici di antiche fasi di fagliamento e surrezione. Essi vanno da lembi di

paleosuperfici d'erosione smembrati e sollevati a scarpate di faglia e di linea di faglia a vario grado di maturità. Vi si rinvencono, infine, lembi sospesi di antichi corpi alluvionali ed alcune formazioni quaternarie di età nota (terreni lacustri di Acerno e di Tizzano).

La variabilità dei contesti e la incompletezza dei record ha richiesto l'uso congiunto di dati di origine geomorfologica, morfostrutturale, sedimentologica e stratigrafica.

I pochi vincoli cronologici provenienti da terreni datati sono stati integrati, successivamente all'interpretazione paleogeografica dei sedimenti ed alla scansione allo-stratigrafica delle fasi di accumulo, con numerose ricostruzioni di cronologia relativa basate sull'analisi delle relazioni di *cross cut*, antecedenza, sovrimposizione ed incastro morfologico.

Parte della ricerca (quella riguardante l'intervallo Pleistocene medio-Attuale della Piana del Sele) è stata svolta collaborando ai lavori di rilevamento del Foglio Foce del Sele della nuova Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000 (Progetto CARG), sotto la guida del prof. A. Cinque.

## **PARTE PRIMA**

# Capitolo Primo

## Inquadramento regionale

### 1.1 L' Appennino Meridionale

L' Appennino Meridionale è un segmento della catena appenninica che si estende dalla Campania fino alla Calabria settentrionale

Il sistema Appennino-Mar Tirreno si è evoluto a partire dal Cretaceo superiore, quando ha avuto inizio il processo di convergenza che ha coinvolto i paleomargini africano ed europeo.

Lo scorrimento della placca Adria sotto il blocco Sardo-Corso ha portato alla consunzione del paleo-oceano ligure piemontese e alla collisione continentale (Eocene superiore-Oligocene); in seguito alla chiusura della Tetide, il raccorciamento di essi, è avvenuto a spese dei margini continentali e delle loro coperture sedimentarie; il margine paleo-africano ha subito una deformazione più intensa.

Tra i modelli miranti a stabilire una relazione dinamica fra regime estensionale nel bacino tirrenico, raccorciamento nella catena appenninica e processo di convergenza Africa-Europa: attualmente quello ritenuto più valido è quello di MALINVERNO e RYAN (1986).

### 1.2 Assetto strutturale

Nell'ambito dell'Appennino Meridionale, effettuando una sezione trasversale al suo andamento (ovvero da NE verso SW), è possibile distinguere, a partire da NE, l'avampaese apulo-garganico, immergente sotto il sistema delle coltri appenniniche. Questo è un complesso polifasato di catena con un sistema di falde senza radici passivamente adattate alle deformazioni degli embrici sepolti ed avanzanti sul margine interno dell'avampaese. Il margine interno (occidentale) della catena appare interessato da faglie estensionali ribassanti verso il bacino tirrenico.

L'avampaese è costituito da una potente successione carbonatica mesozoico-terziaria (da 4000 a 6000 metri), debolmente deformata, caratterizzata da facies di piattaforma carbonatica di età Triassico-Cretacico superiore (D'ARGENIO *et al.*, 1973), affioranti al Gargano ed al Tavoliere delle Puglie.

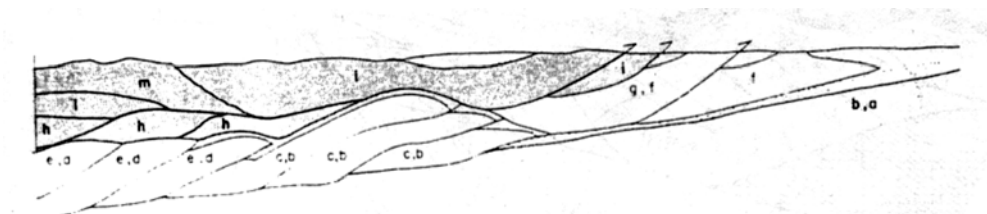
Ad W-SW dell'avampaese Apulo sono esposti i termini quaternari di una potente successione sabbioso-argilloso-conglomeratica (che raggiunge localmente spessori di oltre 1000 m; (CASNEDI, 1988) costituente il riempimento dell'avanfossa Bradanica, ampia da 20 a 40 Km, attualmente emersa e ribassata da faglie normali verso la catena. Tale avanfossa si è impostata nella parte alta del Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia Puncticulata*) su di un substrato costituito in parte dalla

porzione interna della Piattaforma Apula ed in parte su marne ed evaporiti Tortoniane-Messiniane accavallate sulla piattaforma stessa (CASNEDI, 1988).

Sul bordo occidentale dell'avanfossa coltri alloctone, in seguito ad attivazioni di sovrascorrimenti, si intercalano ai depositi plio-quadernari già dal Pliocene medio. Da tale età fino al Quaternario, essa ha registrato notevoli ribassamenti seguiti alla strutturazione compressiva della catena che ha provocato: la migrazione verso NE della linea di costa interna, riduzioni delle dimensioni laterali del bacino (l'area di massima subsidenza è migrata verso SE) e la deformazione della stessa successione deposta. Al colmamento dell'avanfossa Bradanica nel Pleistocene medio ha fatto seguito un'emersione generalizzata, ed un'ulteriore migrazione verso SE dell'asse della fossa che ha raggiunto l'attuale posizione, nel Golfo di Taranto.

La catena appenninica meridionale è data da una struttura a *thrust sheet* organizzata in un sistema *duplex* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) (cfr. fig. 1.1).

Le unità tettoniche costituenti il *roof thrust* sono date, in massima parte, da successioni meso-cenozoiche formate da terreni carbonatici di mare basso e terreni silico-carbonatici di mare profondo, provenienti da domini esterni in quanto originariamente poggianti sul margine adriatico della placca africana (D'ARGENIO *et al.*, 1973; IPPOLITO *et al.*, 1975; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976).



**Figura 1.1- Sezioni geologiche semplificate attraverso l'Appennino meridionale.**

Gli originari domini paleogeografici si susseguono secondo l'ordine alfabetico, iniziando dalle aree indeformate dell'avampaese (a). La sequenza h-m si riferisce alle unità deformate dalla tettonica dalla tettonica burdigaliano-tortoniana. Le aree punteggiate indicano depositi plio-quadernari. Da PATACCA & SCANDONE (1989).

Su tali unità in corso di deformazione è avvenuta la sedimentazione di successioni terrigene flyschoidi mioceniche che hanno età via via più recenti spostandosi dalle aree interne verso l'avampaese (cfr. PESCATORE *et al.*, 1970; PESCATORE, 1980; SANTO & SGROSSO, 1987; cfr. anche altri lavori in Bibliografia). Un ringiovanimento dell'età delle successioni terrigene anche da S verso N è inoltre stato evidenziato da CASERO *et al.*, (1988).

In posizione strutturale più elevata rispetto alle citate unità tettoniche, se ne rinvencono altre di provenienza interna, rispettivamente note in letteratura come Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969;



Unità Sicilidi; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976) e Complesso Liguride (BONARDI *et al.*, 1988a); sui terreni del Complesso Liguride (come pure su quelli della esterna Unità Alburno-Cervati; AMORE *et al.*, 1988) poggiano quelli di una successione sedimentaria sinorogena di età Langhiano-Tortoniano inferiore (BONARDI *et al.*, 1989), denominata Gruppo del Cilento (AMORE *et al.*, 1988); questi sono ricoperti in discordanza da più recenti depositi sinorogeni conglomeratici di Monte Sacro; AMORE *et al.*, 1988).

In posizione stratigraficamente più elevata, infine, si rinvencono successioni clastiche terrigene miocenico-plioceniche e plio-pleistoceniche costituite da argille, sabbie e conglomerati, depostesi in bacini satelliti impostati sulle unità già deformate e/o in corso di deformazione (DI NOCERA *et al.*, 1979; DI NOCERA *et al.*, 1982; TORRE *et al.*, 1988; HIPPOLYTE *et al.*, 1994; PIERI *et al.*, 1994; etc.).

Dati di sottosuolo evidenziano che la piattaforma Apula può essere seguita sotto il *roof thrust* dove risulta fortemente deformata da strutture compressive a formare un *thrust belt* sepolto (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et al.*, 1988; LENTINI *et al.*, 1990).

Nel tratto campano-lucano dell'orogene, le unità tettoniche sepolte giungono in affioramento in finestra tettonica in corrispondenza del M.te Alpi (LENTINI *et al.*, 1990).

### 1.3 Le tappe evolutive dell'Orogene

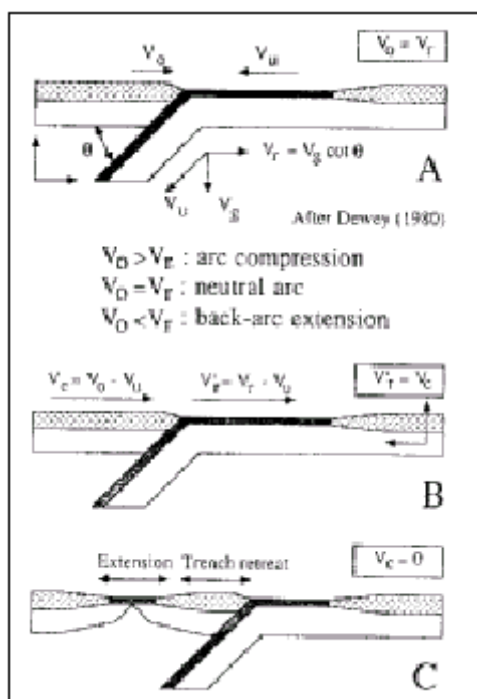
L'orogene appenninico costituisce un segmento delle catene circummediterranee, originatesi tra il Cretacico superiore ed il Pleistocene in seguito alla convergenza tra le placche europea ed africana.

L'interazione tra le due placche ha avuto carattere di convergenza tra il Cretacico ed il tardo Oligocene, ed ha provocato, nell'Eocene, la collisione continente-continente, accompagnata dalla formazione di una catena eo-alpina addossata al margine del blocco sardo-corso. Secondo GUERRERA *et al.*, (1993), la collisione è stata seguita, nell'Oligocene, dalla subduzione della litosfera oceanica Ovest-adriatica sotto quella europea che ha portato alla formazione di un cuneo di accrezione rappresentato, in Appennino, dalle Unità Sicilidi e dal Complesso "Liguride" (BONARDI *et al.*, 1988a; 1993).

Dal Burdigaliano, la deformazione investe il margine adriatico (D'ARGENIO *et al.*, 1973; IPPOLITO *et al.*, 1975) che subisce una flessurazione accompagnata dall'instaurarsi, sopra ed al fronte delle falde, di bacini torbidity che, con il procedere della deformazione, migrano verso l'avampaese.

Nel tardo Tortoniano inizia il *rifting* che coinvolge il margine occidentale della catena ed i settori centrale e settentrionale del Tirreno (SARTORI, 1989; il *rifting*, che è proceduto dal Tortoniano al Quaternario parallelamente alla compressione nell'orogene appenninico (MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA *et al.*, 1990), ha portato all'apertura del bacino Tirrenico, da più Autori (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972;) interpretato come bacino retro-arco, legato alla subduzione.

Diversi Autori (MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1989; DOGLIONI *et al.*, 1990; PATACCA *et al.*, 1990) concordano nel ritenere che, dal Tortoniano, la propagazione dei *thrust* nella catena e la progressiva apertura del bacino retro-arco tirrenico siano stati guidati dal *roll-back* della litosfera dell'avampaese occorso in seguito alla cessazione della collisione continentale (fig. 1.2). Tale ipotesi secondo altri autori, fonda sul riconoscimento di un sincronismo tra varie fasi di *thrusting* registrate dalla catena dal Tortoniano in poi e le fasi distensive avutesi nel bacino tirrenico meridionale (PATACCA *et al.*, 1990).



**Figura 1.2**

A) In un sistema di riferimento solidale con l'astenosfera, due placche convergono a velocità  $V_0$  e  $V_u$  e la placca in subduzione ha una componente di movimento verticale  $V_g$ . La trench line si muove verso la placca inferiore a velocità  $V_r = V_g \cot \theta$ . Se  $V_0 = V_r$  l'arco è neutrale; diversamente si ha compressione lungo l'arco se  $V_0 > V_r$  e distensione in zona retro-arco se  $V_0 < V_r$ ;

B) In un riferimento fisso rispetto alla placca in subduzione, le velocità che governano lo stile tettonico sono  $V_c$  (velocità di convergenza) e  $V_r$  (velocità di arretramento della fossa);

C) Nel caso in cui  $V_c = 0$ , l'estensione nella placca superiore deve bilanciare l'arretramento della fossa. Da MALINVERNO & RYAN, (1986).

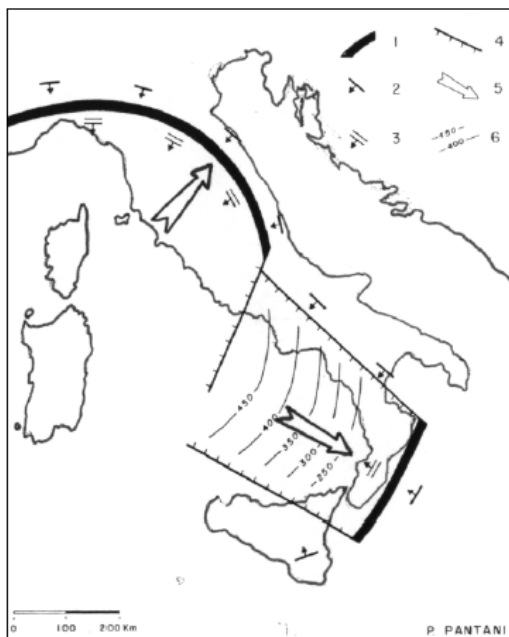
In un sistema in subduzione guidato dal *roll back*, infatti, il sistema arcofossa tende a migrare verso l'esterno per effetto dello sprofondamento gravitativo della placca subdotta. Se la placca sovrastante (fig.1.2c) non compensa con il suo moto convergente l'arretramento flessurale della placca subdotta, si forma un bacino estensionale (Mar Tirreno) in posizione di retroarco (MALINVERNO & RYAN, 1986).

Lo spostamento della placca superiore è ritenuto provocare una raschiatura (processo di *offscraping*) della copertura sedimentaria della placca in subduzione con formazione di un prisma di accrezione (catena a falde appenninica). Il processo ha termine nel momento in cui la placca superiore collide con la spessa crosta continentale della placca in subduzione. Questo modello permette anche di spiegare la progressiva diminuzione di età verso l'esterno del magmatismo Neogenico nella zona compresa fra Mar Tirreno e Toscana Meridionale.

PATACCA *et al.*, (1990) distinguono nell'Appennino due grandi strutture arcuate (fig. 1.3), una settentrionale e una meridionale, sviluppatesi con diverse modalità di deformazione e differenti tassi

di raccorciamento e rotazione. Nell'arco appenninico settentrionale la spinta ha proceduto secondo una direzione W-E nel Tortoniano-Zancleano e in direzione SW-NE nei tempi successivi, mentre nell'arco meridionale la spinta ha avuto direzione W-E fino al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore e NW-SE in tempi più recenti. I due archi sono separati dalla “Linea Ortona–Roccamonfina” (LOCARDI, 1982), una faglia trascorrente destra che accomoda la divergenza fra le due direzioni di trasporto tettonico e separa due zone in cui la placca in subduzione ha diverse velocità di arretramento flessurale.

A questa suddivisione della catena appenninica è associata una bipartizione del Bacino Tirrenico in settori separati da un lineamento che corre approssimativamente lungo il 41° parallelo; il settore meridionale ha subito un'estensione maggiore di quello settentrionale, con la formazione di due piccole aree di litosfera oceanica (PATACCA *et al.*, 1990).



**Figura 1.3**

Relazione cinematica fra l'arco appenninico settentrionale e Meridionale in tempi successivi al Siciliano. 1) zona di flessione della litosfera; 2) immersione dell'avampaese evidenziato dalle isobate del Pliocene inferiore; 3) immersione della litosfera in subduzione passiva; 4) tear faults che connettono settori di litosfera a diversa immersione e a diverso tasso di arretramento flessurale; 5) vettori di trasporto orogenico; 6) isobate della zona di Benioff nell'area del Tirreno Meridionale. Da PATACCA *et al.*, (1990).

Nell'arco appenninico meridionale (fig. 1.4), la strutturazione compressiva è proseguita fino al Plio-Pleistocene: in particolare, PATACCA & SCANDONE (1989), distinguono nell'orogene un settore settentrionale (tratto molisano-sannita) nel quale la compressione è proseguita fino al Pliocene superiore, da un settore meridionale (tratto campano-lucano) nel quale la migrazione dei *thrust* è proceduta fino al Pleistocene (CASERO *et al.*, 1988; PATACCA *et al.*, 1990; CINQUE *et al.*, 1993).

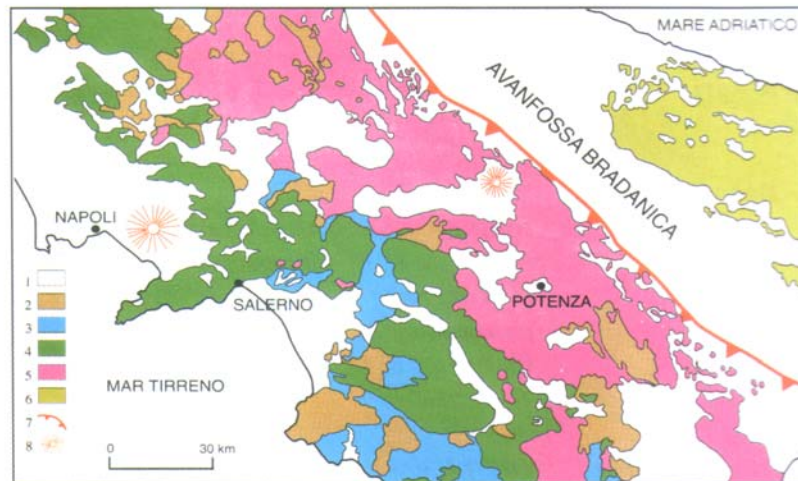


Fig. 1.4 Carta geologica schematica dell'Appennino campano-lucano. Legenda:  
 1. Depositi clastici plio-quadernari e vulcaniti quadernarie; 2. Depositi sintettonici miocenici; 3. Unità Liguridi (Cretaceo-Oligocene); 4. Carbonati meso-cenozoici della Piattaforma Appenninica; 5. Unità Lagonegresi (Triassico inferiore-medio - Miocene); 6. Carbonati meso-cenozoici della Piattaforma Apula; 7. Fronte di sovrascorrimento della catena; 8. Edifici vulcanici.

Dati di sottosuolo mostrano la sovrapposizione tettonica delle unità più avanzate del *thrust belt* su depositi dell'Emiliano dell'avanfossa (BALDUZZI *et al.*, 1982). Recentemente, il riconoscimento di strutture compressive che interessano l'ultimo ciclo sedimentario bradanico (PATACCA & SCANDONE, 1999) ha invece permesso di ritenere che la migrazione dei thrust nelle aree esterne della catena sia durata fino al Pleistocene medio.

Nel corso del Miocene alto-Pliocene, mentre si realizzava la progressione degli accavallamenti verso le aree esterne, l'attivarsi di *thrust* fuori sequenza coinvolgeva le unità tettoniche già deformate. Questi eventi sono ben documentati nel bacino satellite dell'Ofanto (HIPPOLYTE *et al.*, 1994a) che, nel corso del Pliocene, si è impostato in conseguenza di movimenti verticali indotti in superficie dalla contemporanea strutturazione, in profondità, di unità tettoniche sepolte (*overthrust belt*, CASERO *et al.*, 1988); la compressione avrebbe, poi, coinvolto lo stesso riempimento del bacino. HIPPOLYTE *et al.* (1994) interpretano come la risposta superficiale a deformazioni compressive in atto in profondità anche l'individuazione del bacino *piggy back* di S.Arcangelo e la deformazione della successione nel Pleistocene inferiore che lo riempie. Ulteriori evidenze di attivazione di *thrust* fuori sequenza in risposta a deformazioni in atto nella sepolta piattaforma Apula sono riportate da CATALANO *et al.* (1993).

A complicare l'assetto tettonico generato nel corso degli eventi traslativi hanno contribuito, nel corso del Plio-Pleistocene, dislocazioni orizzontali con verso sinistro di movimento lungo faglie ad andamento appenninico, segnalate nel tratto campano-lucano ed in Calabria (cfr. TURCO & MALITO, 1988; TURCO *et al.*, 1990; CAPOTORTI & TOZZI, 1991; ASCIONE *et al.*, 1992; CAIAZZO *et al.*, 1992;

CINQUE *et al.*, 1993; CATALANO *et al.*, 1993; BERARDI *et al.*, 1996; etc.). Tali fagliazioni sarebbero state, localmente, accompagnate da rotazioni di blocchi lungo assi verticali e, secondo alcuni Autori, esse sarebbero all'origine della formazione di bacini intracatena pleistocenici (TURCO & MALITO, 1988; TURCO *et al.*, 1990). Tali fagliazioni, avrebbero accompagnato la migrazione verso SE dell'arco calabro nel corso del Pleistocene, rappresentando, secondo CINQUE *et al.*, (1993) l'espressione di uno strappo litosferico che avrebbe consentito l'ulteriore avanzamento dell'arco Calabro dopo la cessazione dell'arretramento flessurale lungo il blocco Apulo.

Va, poi, segnalato che, mentre la strutturazione compressiva procedeva verso le aree esterne, le aree situate in posizione più interna e già investite dalla "tettogenesi" andavano emergendo e divenivano oggetto di modellamento: CIARANFI *et al.* (1983) e BRANCACCIO & CINQUE (1988) segnalavano che l'emersione diacrona, tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore-medio, delle diverse porzioni dell'orogene in via di strutturazione era seguita dal modellamento di una "paleosuperficie" i cui relitti sono sospesi sulla sommità dei rilievi attuali.

Tra il tardo Pliocene ed il Pleistocene Inferiore l'estensione che aveva cominciato ad individuare il bacino tirrenico investe il margine interno della catena, dando origine ai cosiddetti graben peritirrenici, i quali ospitano le più grandi pianure costiere (ad esempio quelle del Garigliano, della Piana Campana e del Sele) e i maggiori golfi strutturali (Golfi di Gaeta, Napoli, Salerno, Policastro), BRANCACCIO *et al.*, (1995).

In questi faglie dirette orientate circa NW-SE e NE-SW, che post datano la strutturazione compressiva della catena, dislocano con rigetti ettometrici e chilometrici le pile di unità già strutturate da precedenti fasi compressive come quelle che bordano a SW il massiccio dei Picentini (CAPALDI *et al.*, 1988) nonché quello delle successioni clastiche continentali deposte al piede del massiccio in corso di sollevamento (Conglomerati di Eboli, del Pleistocene inferiore; CINQUE *et al.*, 1988).

Ma la tettonica estensionale trova espressione anche più all'interno, così che tutto il versante tirrenico della catena si presenta punteggiato di depressioni di varia dimensione, forma e orientazione (depressioni intra-appenniniche quali, ad esempio, la Valle del Volturno, la Piana di Alife, il bacino di Acerno, il Vallo di Diano, il Bacino di Camerota, della Valle del Noce, dell'alta Val d'Agri, del Mercure etc.) SANTANGELO, (1991); DI NIRO *et al.*, (1992); SCHIATTARELLA *et al.*, (1994), alcune delle quali sono state sedi di sedimentazione lacustre per lunghi tratti del Quaternario. In tempi più recenti, ovvero dopo la fine delle fasi di thrusting (Pleistocene Medio e Superiore) il regime distensivo si estende su tutta la catena, tanto che scarpate di faglia diretta (sebbene di rigetto molto inferiore a quelle che articolano il margine tirrenico) si formano anche

lungo il versante adriatico della catena ad esempio, quelle che individuano il bacino lacustre di Venosa (com. pers. Prof. Aldo Cinque).

La cessazione degli eventi compressivi nel Siciliano è stata seguita da un generale sollevamento dell'orogene che ha portato in emersione anche l'avanfossa Bradanica.

La cessazione del trasporto orogenico si riflette, secondo quanto evidenziato da HIPPOLYTE *et al.*, (1994), con un sostanziale mutamento del regime di *stress* a scala regionale: fino al Pleistocene inferiore, infatti, si registrava la coesistenza tra un regime di *stress* compressivo (ad orientazione ENE-WSW) nelle aree esterne ed un regime di *stress* a carattere estensionale (ad orientazione NNW-SSE) lungo il fianco tirrenico (HIPPOLYTE *et al.*, 1995); dal Pleistocene medio, si registra l'instaurarsi di un regime di *stress* estensionale che giunge ad interessare l'intero orogene. Tale regime è caratterizzato da direzione di estensione NE-SW confrontabile a quella ottenuta con l'analisi sismologica per i terremoti che interessano l'Appennino meridionale (cfr. WESTAWAY & JACKSON, 1984; WESTAWAY & JACKSON, 1987; etc.).

## Capitolo Secondo

### Caratteri geologici e geomorfologici dell'area di studio

#### 2.1 Introduzione

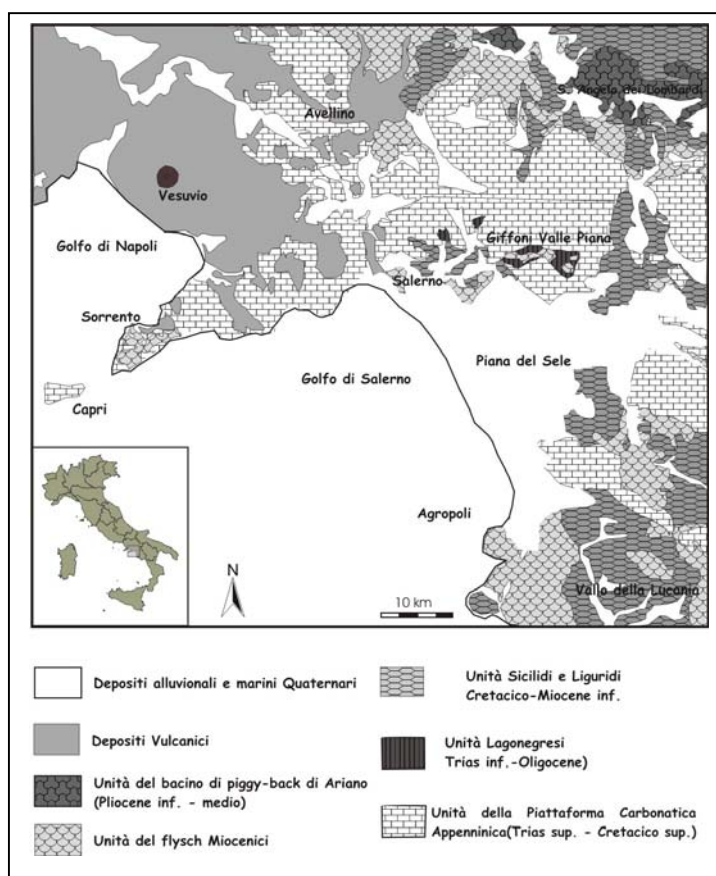
In questo capitolo verranno descritte le caratteristiche geologiche e geomorfologiche dei terreni presenti nelle diverse zone del sistema *Horst-Graben*, differenziando per quella del Massiccio dei Monti Picentini, i terreni post-orogeni (Tardo Pliocenici-Quaternari) da quelli che costituiscono il substrato dell'intera area, formatisi prima dell'orogenesi o durante le sue fasi finali.

#### 2.2 Il Graben Peritirrenico della Piana del Sele-Golfo di Salerno

Il fianco tirrenico dell'Appennino campano-lucano (in seguito alle distensioni indotte dalla attività tettonica plio-quaternaria) è caratterizzato dai cosiddetti graben peritirrenici (fig. 2.1), i quali ospitano le più grandi pianure costiere (ad esempio quelle del Garigliano, della Piana Campana e del Sele) e i maggiori golfi strutturali (Golfi di Gaeta, Napoli, Salerno, Policastro) in cui sono ribassati di migliaia di metri sotto il livello del mare ampi settori interni dell'edificio a falde costruitosi con le precedenti fasi compressive mio-plioceniche BRANCACCIO *et al.*, (1995).

Il graben peritirrenico della Piana del Sele-Golfo di Salerno occupa un'area di cerniera tra la catena sud-appenninica

ed il bacino Tirrenico, il cui assetto strutturale si è determinato in seguito all'evoluzione geodinamica del sistema bacino di retroarco-catena appenninica-sistema di avanfossa durante il Neogene sup. - Quaternario (D'ARGENIO *et al.*, 1973; FINETTI & DEL BEN, 1986; MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA *et al.*, 1990; OLDOW *et al.*, 1993). Durante il Miocene sup.- Quaternario, i processi estensionali nell'area tirrenica risultano attivi contemporaneamente alle fasi compressive



**Figura 2.1-** Schema geologico del margine tirrenico dell'Appennino Campano

che hanno portato alla strutturazione della catena appenninica e alla migrazione del sistema catena-avanfossa verso l'avampaese apulo. Studi recenti evidenziano che l'area peritirrenica, in particolare lungo il margine tirrenico campano-laziale, è caratterizzata dalla presenza di una serie di bacini, per lo più trasversali alla catena, che si individuano in corrispondenza di faglie ad andamento NE-SE (BARTOLE *et al.*, 1984; MOUSSAT, 1986; MARIANI & PRATO, 1988; SACCHI *et al.*, 1994; MILIA *et al.*, 2003).

I processi estensionali che hanno controllato l'evoluzione dell'area penitirrenica, soprattutto durante il Pliocene sup.- Quaternario, sono riferibili a meccanismi diversi, in parte genericamente correlati, quali: 1) il *rebound* isostatico post-collisionale di settori discreti della catena appenninica (BRANCACCIO *et al.*, 1991); 2) il progressivo ampliamento del bacino di retroarco per processi di *spreading* (MALINVERNO & RYAN, 1986, PATACCA *et al.*, 1989); 3) l'assottigliamento a grande scala dell'orogene legato alla progressiva arcuazione del sistema Appennino-Tirreno ed allo sviluppo di sistemi di faglie normali a basso angolo con estensione parallela all'asse della catena (OLDOW *et al.*, 1993; SACCHI *et al.*, 1994; FERRANTI & OLDOW, 1999; MILIA *et al.*, 2003).

### **2.2.1 Assetto strutturale**

Il Golfo di Salerno è ubicato in corrispondenza di una profonda depressione strutturale bordata a nord da un sistema di faglie listriche dirette con direzione prevalentemente NE-SW (Faglia di Capri) ed un rigetto complessivo di qualche migliaio di metri (BRANCACCIO *et al.*, 1988), e a SE da un sistema di faglie antitetiche che limitano a nord l'alto strutturale del Cilento. Ne deriva una struttura semi-graben caratterizzata da un sistema di faglie listriche che bordano a sud i Monti Lattari e la Penisola Sorrentina, radicandosi lungo una superficie di scollamento principale posta a profondità di circa 5-6 km al centro del Golfo di Salerno (SACCHI *et al.*, 1994).

La Piana del Sele si colloca nella porzione nord-orientale del graben peri-tirrenico della Piana del Sele-Golfo di Salerno. Si tratta di un'ampia morfostruttura depressa di forma grosso modo triangolare che continua a mare nel Golfo di Salerno, allungata in direzione ENE-WSW, delineata da faglie dirette e transtensive orientate per lo più NE-SW e NW-SE. Essa è delimitata dagli alti strutturali dei Monti Lattari e dei Monti Picentini, a nord, e da rilievi compresi tra i Monti Alburni ed il Cilento a sud-est. Le faglie dirette che la bordano realizzano complessivamente rigetti fino a 3000 m ed hanno in prevalenza un andamento anti-appenninico.

L'età di prima individuazione della depressione potrebbe essere fatta risalire al Miocene finale sulla base di alcuni sporadici lembi di depositi marini di età Tortonian-Messiniana presenti lungo il suo margine settentrionale (nelle colline tra Salerno e Montecorvino) ed assenti, invece, sugli alti bordieri (DI NOCERA *et al.*, 1979).



L'esatta età di questi eventi non è nota, ma per correlazioni con una analoga fase estensionale ricostruita nella zona del M. Bulgheria (dove ci sono terrazzi marini datati; ASCIONE & ROMANO, 1999) viene tentativamente posta nel Pleistocene inferiore.

L'assetto morfotettonico generale, insieme ad evidenze tratte da profili sismici effettuati nel Golfo di Salerno consente di interpretare la depressione Piana del Sele-Golfo di Salerno come dovuta a un ribassamento governato da estensione in direzione circa NW-SE, con master fault-zone a settentrione e prevalente basculamento verso NW del settore subsidente (SACCHI *et al.*, 1994). La master fault-zone passa lungo il margine sud della morfostruttura Capri-Penisola Sorrentina-Monti Lattari (CAIAZZO *et al.*, 2000) per poi continuare lungo il margine sud dei Monti Picentini. Essa presenta andamento zig-zagante per l'alternarsi di faglie circa antiappenniniche (tra N 45 e N 70; con più rari e brevi tratti circa E-W) e faglie circa appenniniche (tra N 110 e N 150). La co-azione di faglie diversamente orientate appare dovuta qui come in molte altre zone dell'Appennino campano-lucano (CAIAZZO *et al.*, 2005) alla presenza di linee pre-esistenti che, ove compatibili col nuovo campo si stress, si riattivano ed accomodano parte della deformazione. In particolare, nel caso della fault-zone in questione, tratti di antiche faglie (forse plioceniche) ad andamento appenninico, appaiono riattivate come elementi di trasferimento (CAIAZZO *et al.*, 2000).

### **2.2.2 La piattaforma continentale**

La piattaforma continentale della costa campana al largo del Golfo di Salerno si sviluppa da Capri a Punta Licosa per circa 70 Km di lunghezza (ESPOSITO *et al.*, 2004). La sua morfologia è controllata sia dall'assetto tettonico della zona costiera che dall'elevato apporto sedimentario nei settori di *offshore* (CRISTOFALO, 1999; CONFORTI, 2003).

Nel settore meridionale e in quello orientale, in corrispondenza della foce del Sele, il ciglio della piattaforma (*shelfbreak*) è posto ad oltre 15-25 km dalla costa. Tale distanza si riduce a 10-12 km nel settore settentrionale al largo delle foci dei Fiumi Picentino e Tusciano. Verso ovest, a largo della Costa di Amalfi, la piattaforma tende a restringersi fino a 2 - 4 km nel tratto compreso tra Capo D'Orso e Amalfi fino a scomparire in corrispondenza di Conca dei Marini. In questa zona le falesie carbonatiche si raccordano senza soluzione di continuità a ripide scarpate sottomarine e i fondali raggiungono rapidamente profondità superiori ai 300 m (CRISTOFALO, 1999; CONFORTI, 2003). A largo di Positano la piattaforma raggiunge circa 3 km di ampiezza per poi ridursi nuovamente a poche centinaia di metri nei pressi di Capri. Tale andamento è legato alla presenza di un complesso sistema di faglie dirette con rigetti dell'ordine delle migliaia di metri che dissecano il substrato Meso-Cenozoico, condizionando la posizione dello *shelf break* e la morfologia del sistema piattaforma-scarpata (ESPOSITO *et al.*, 2004).

Procedendo verso sud la piattaforma continentale risulta via via più ampia e con pendenze più dolci, fino a raggiungere una larghezza superiore ai 20 km a largo delle coste del Cilento. In questa zona, a differenza di quanto accade lungo la Costa di Amalfi, le forme deposizionali prevalgono su quelle tettoniche (ESPOSITO *et al.*, 2004).

### **2.3 I terreni ospitati nella depressione**

Lungo il margine settentrionale della Piana del Sele, il complesso alluvionale dei Conglomerati di Eboli (ricoprente almeno l'intervallo tra 1,5 e 1 Ma; (CINQUE *et al.*, 1988) testimonia che -nel corso del Pleistocene Inferiore- erano molto attive le faglie che bordano a sud i M.ti Picentini. Questo massiccio, in conseguenza dei sollevamenti conosce la sua prima fase di intensa dissezione fluviale ed alimenta così i grandi conoidi che sono testimoniati nei Conglomerati di Eboli.

Questi depositi che sono interessati da tettonica sinsedimentaria, hanno subito, dopo la loro deposizione, una fase di fagliamento a blocchi che localmente li bascula verso monte (BRANCACCIO *et al.*, 1987; ZUPPETTA & SAVA, 1992). A ciò seguì un periodo di stabilità durante il quale si modellò, in discordanza sui conglomerati tiltati, un paesaggio erosionale a dolci gradienti che oggi si conserva a tratti sulle colline conglomeratiche di Eboli e di Salerno (CINQUE *et al.*; 1988). Il suo smembramento e sollevamento fino a circa 400 m di quota deve imputarsi ad una ulteriore fase dislocativa che si può tentativamente collocare all'inizio del Pleistocene medio (CINQUE *et al.*, 1988) e che, come le precedenti, muove faglie sia antiappenniniche che circa appenniniche. Con essa si ha forse anche una riattivazione delle faglie che bordano a sud i M. Picentini, con un sollevamento relativo di questi ultimi che porta sino sopra quota 700 m dei conglomerati (Castello di Olevano, Faito) ritenuti coevi di quelli formanti le vicine colline di Eboli (CAPALDI *et al.*, 1988). Nel contempo, i settori più esterni della antica piana entrano in subsidenza e vengono interessati da trasgressioni marine che procedono da quel settore della depressione (il Golfo di Salerno) che era già in dominio subacqueo nel Pleistocene inferiore. La porzione di Piana che diviene subsidente con questi eventi tettonici non è solo quella più costiera, ma include anche una ampia appendice allungata verso NE che penetra fin nella zona oggi occupata dal conoide del torrente Tenza.

I sedimenti che vengono accomodati su queste porzioni subsidenti nel corso del Pleistocene medio sono quelli del cosiddetto "Complesso di Persano" (informalmente introdotto da AMATO *et al.*, 1991): un insieme ancora mal definito che è noto soprattutto da sondaggi per ricerche d'acqua e che raggiunge spessori di almeno 250 metri. Esso è caratterizzato da litofacies che rimandano ad ambienti sia fluviali (dominanti verso l'interno e verso l'alto) che transizionali e marini. La sua sommità, per quanto reincisa e rimodellata, forma ancora ampi terrazzi nelle zone più interne della

piana. Dati di sondaggio ed evidenze geomorfologiche dimostrano che il Complesso di Persano è stato interessato sia da tettonica sinsedimentaria, sia da una tettonica tardiva che lo solleva di poche decine di metri e crea qualche piccola scarpata di faglia (rigetti da pochi metri sino a 25 m circa) sui terrazzi di chiusura.

Questi ultimi includono, nella porzione più esterna dell' areale di affioramento in sinistra Sele, anche terreni che AMATO *et al.*, (1991) ritennero di tenere distinti, attribuendoli ai primi picchi trasgressivi dell'Ultimo Interglaciale (OIS 5.5 e 5.3) in base alla estrapolazione geomorfologica di quanto ricostruibile in sinistra Sele (unità litorali di Ponte Barizzo e di Masseria Stregara). Circa le attribuzioni all' OIS 5 dei sedimenti litorali di Masseria Stregara e di Ponte Barizzo, ciascuna di esse si basa su una misura di racemizzazione su *Glycymeris* (BRANCACCIO *et al.*, 1986). Più recentemente (Foglio 486 "Foce del Sele", note illustrative, CINQUE *et al.*, in prep.) sia i terreni del Complesso di Persano sia le citate unità litorali sono state incluse nel Supersistema di Battipaglia-Persano, cui sono stati riferiti anche i depositi presenti a tergo del più avanzato e meglio conservato cordone litorale di Gromola. Verso SW, infatti i più giovani termini del Supersistema Battipaglia-Persano, già modestamente fagliati e dissecati da incisioni, sono trasgrediti e ricoperti da un prisma sedimentario di high stand (Sistema Gromola) che include depositi pelitici transizionali seguiti da sabbie di spiaggia e duna costiera, il tutto passante a luoghi, verso l'interno, a depositi alluvionali. Il paleotracciato costiero associato al Sistema Gromola ancora conserva qualche espressione morfologica tra Pontecagnano e Paestum., Le sue facies di battigia giungono sino a circa 12 m s.l.m. dimostrando che l'area ha subito un sollevamento tettonico di alcuni metri nel corso del Pleistocene superiore.

Per tali moti e per cause eustatici, la Piana del Sele subisce una certa dissezione nel corso dell'Ultimo Glaciale. Di conseguenza il paleocordone costiero di Gromola viene smantellato per circa 3 km ad opera del solco scavato dal Sele e per circa 2 km ad opera di quello eroso dal Tusciano (Foglio 486 "Foce del Sele", note illustrative, CINQUE *et al.*, in prep.).

Intorno a 8000 anni fa, la bassa piana risponde alla risalita eustatica versiliana sviluppando ambienti lagunari (retti al largo da cordoni costieri) che migrano verso l'interno fin quasi alla base del paleocordone tirreniano e spingono una apofisi nell'ampio solco trasversale del Sele. I cordoni costieri migrano anch'essi verso terra nel corso dell'Olocene inferiore, per poi prendere a progradare quando il livello marino si stabilizza, dando luogo alla formazione dei cordoni di Laura e di Sterpina. L'insieme dei depositi litorali, transizionali e continentali che appartengono a ciclo trasgressivo-progradazionale olocenico sono inclusi nel Sistema Campolongo (Foglio 486 "Foce del Sele", note illustrative, CINQUE *et al.*, in prep.).

Oltre alle estese unità fin qui citate, il Quaternario della Piana del Sele comprende alcune formazioni travertinose che ricorrono sia in destra Sele (zona di Faiano e Pontecagnano) che in sinistra Sele (zona intorno a Paestum). I primi sono genericamente attribuibili al Pleistocene medio e forse superiore, anche se non mancano tracce di modeste riprese oloceniche e storiche del concrezionamento. In sinistra Sele si possono ritenere iscritti nel Supersintema Battipaglia-Persano i travertini di Cafasso e di Gaudio (pro parte ricoperti dalla trasgressione tirreniana) mentre quelli della placca su cui sorge l'antica Paestum sono post-tirreniani e più antichi del Mousteriano. Infine i travertini di Licinella mostrano chiari rapporti di eteropia con altri termini del Sintema di Campolongo (Foglio 486 "Foce del Sele", note illustrative, CINQUE *et al.*, in prep.).

Lungo i corsi d'acqua maggiori della Piana, si hanno alluvioni terrazzate per le quali si dispone ancora di pochi vincoli cronologici. Le più antiche, sospese fino ad alcune decine di metri sugli alvei e incastrate rispetto ai terrazzi del Supersintema Battipaglia-Persano, sono comunque da collocare tra il Pleistocene medio finale ed il Pleistocene superiore. Unità alluvionali ascrivibili all'Olocene (e forse al Pleistocene superiore finale, alla base) sono poi presenti lungo i tratti finali dei fiumi Irno, Picentino e Tusciano, nonché lungo l'intero percorso in Piana dei fiumi Sele e Calore (AMATO *et al.*, 1991; RUSSO, 1990). Nella zona tra Salerno e Pontecagnano si rinvengono infine sporadici affioramenti tufacei ascrivibili alla eruzione dell'Ignimbrite Campana, ben datata talora da molte misure Ar/Ar a circa 39 ka.

### **2.3.1 I Conglomerati di Eboli**

Nell'ambito dei terreni associati all'evoluzione quaternaria della Piana del Sele, le formazioni più periferiche e più alte in quota sono quelle appartenenti al gruppo dei Conglomerati di Eboli. Essi affiorano fino a 400 metri s.l.m. nelle estreme porzioni settentrionali della piana (ove hanno una potenza di circa 300 metri ed appaiono gradinati da faglie dirette e transtensive), ma gli affioramenti con facies più prossimali (alluvioni grossolane intravallive e apici di conoidi) si rinvengono all'interno dei retrostanti M.ti Picentini, a quote comprese tra 700 ed oltre 1000 metri, evidentemente implicati in fasi di sollevamento lungo faglie dirette posteriori agli eventi di analogo significato che ne avevano causato la produzione e l'accumulo (CAPALDI *et al.*, 1988). Nella zona centrale della Piana, al contrario, terreni interpretabili come facies distali dei Conglomerati di Eboli appaiono ribassati di diverse centinaia di metri sotto il livello marino e sepolti dai citati complessi medio e supra-pleistocenici (cfr. Pozzo Agip Sele 1). I depositi di questa potente successione clastica continentale poggiano, con netta discordanza angolare, su un substrato eterogeneo costituito dai sedimenti carbonatici e silicoclastici pertinenti le varie unità stratigrafico-strutturali che compongono le falde tettoniche di questo settore di catena sud-appenninica. Allo stesso modo, essi

poggiano anche su depositi silicoclastici ed evaporitici mio-pliocenici. Essi si configurano come il frutto dei primi processi erosionali di smantellamento della catena in questo tratto (Monti Picentini, in particolare), evidenziando che rappresentano il primo riempimento della “neonata” pianura ad opera dei primi vistosi movimenti tettonici responsabili della disarticolazione locale del rilievo (RUSSO, 1990). La loro posizione fisiografica e l’intenso grado di tettonizzazione che li contraddistingue (CELLO *et al.*, 1981; ZUPPETTA & SAVA, 1992) è emblematico nella ricostruzione morfoevolutiva del sistema orografico Piana-Catena.

All’interno dei Conglomerati di Eboli, la cui deposizione era certamente in atto tra 1,5 ed 1 Ma circa (età radiometriche K/Ar di alcune intercalazioni piroclastiche; CINQUE *et al.*, 1988) protrahendosi probabilmente sino a circa l’inizio del Pleistocene medio (CAPALDI *et al.*, 1988; CINQUE *et al.*, 1988), si distinguono tre periodi deposizionali separati da mutamenti paleogeografici di significato tettonico.

Al primo periodo appartiene la formazione basale del gruppo (F. Fontana del Fico), costituita da alluvioni caratterizzate da un’alternanza di facies ghiaiosa e fine. La prima, composta da clasti carbonatici eterometrici, - fino a blocchi - in matrice siltoso-sabbiosa, è mal stratificata ed ha aspetto massivo. La seconda è costituita da orizzonti di sabbie fini e silt carbonatico spessi fino a un metro, con rare lenti al suo interno di ghiaia carbonatica. Al top della formazione si rinvencono dei decimetrici paleosuoli rossi. La F. Fontana del Fico testimonia la crescita di una fascia di conoidi distali e prossimali alla base dei versanti di faglia marginanti il massiccio dei Picentini.

Questi depositi passano bruscamente (anche in località molto prossime al piede del massiccio) a depositi argillosi spessi al massimo quattro metri di colore verdastro con gasteropodi e resti vegetali di probabile origine palustre e poi ad una successione caratterizzata da un’alternanza di livelli siltoso sabbiosi a orizzonti spessi fino a venti metri, costituiti da ghiaie fluviali poligeniche arrotondate con scarsa matrice sabbiosa seguiti da livelli spessi due metri di silt carbonatico (F. di Colle Mancuso). Tale formazione trova alimentazione da un paleo-Sele costretto a deviare verso NW (a lambire, cioè il piede dei M. Picentini) da eventi tettonici che devono aver disarticolato e/o basculato verso monte il persistente glacis deposizionale a conoidi.

Seguono ancora fanconglomerati a clasti carbonatici e dolomitici eterometrici fino a blocchi con organizzazione massiva che testimoniano il graduale riavanzamento delle conoidi sulla pianura pedemontana (F. Castelluccia).

Questi depositi sono chiusi in alto da un potente e maturo paleosuolo rosso che testimonia una lunga e generalizzata stasi della deposizione pedemontana, forse legata ad un’importante variazione climatica e/o ad una dissezione delle precedenti conoidi con migrazione della deposizione su tratti più distali della pianura. Ancora successivamente, comunque, si ha una ripresa della crescita di

conoidi alla base dei M. Picentini, testimoniata dai fanconglomerati della Formazione di S. Anna. Essa è caratterizzata da una parte basale lacustre (costituita da colluvioni ciottolose alla base seguite da orizzonti di sabbie e silt carbonatico bianco laminato di aspetto massivo includente lenti di ghiaia calcareo-dolomitica), e da una parte alta caratterizzata da una successione di ghiaie eterometriche a clasti calcarei e dolomitici (quest'ultimi di colore spesso nero) e rari blocchi sparsi in matrice siltoso-sabbiosa, intercalata da rari livelli sottili sabbioso siltosi lentiformi. Tale formazione è probabilmente da legare ad un rinvigorimento tettonico del dislivello tra massiccio carbonatico e pianura, rinvigorimento che è testimoniato anche da faglie sinsedimentarie visibili nella parte bassa di quest'ultima formazione dei Conglomerati Eboli (CINQUE *et al.*, 1988; RUSSO, 1990; BRANCACCIO & CINQUE, 1992). Questi dati, insieme a considerazioni geomorfologiche, fanno ritenere che durante la deposizione dei Conglomerati di Eboli si realizzava gran parte del dislivello che separa gli affioramenti di quest'ultimi sulla piana interna dalle paleosuperfici erosionali che si trovano sugli alti carbonatici bordieri tra 1000 e 1500 metri di quota. L'area corrispondente all'attuale piana del Sele, pur essendo in subsidenza relativa rispetto a detti rilievi, non venne portata sotto il livello marino, come testimoniano le facies sempre continentali che caratterizzano i Conglomerati di Eboli anche negli affioramenti nei dintorni di Salerno, molto prossimi alla costa attuale.

La mancanza di forti discordanze erosionali nel pacco plio-pleistocenico mostrato da numerosi profili sismici attraversanti il Golfo di Salerno (BARTOLE *et al.*, 1984), fa invece ritenere che la parte più occidentale della depressione sia rimasta in ambiente subacqueo anche durante la deposizione dei Conglomerati di Eboli.

Intorno al passaggio Pleistocene inferiore-Pleistocene medio, la pianura impostata su detti Conglomerati viene fortemente fagliata secondo linee di direzione prevalentemente appenninica e antiappenninica. L'effetto più evidente di tali fagliamenti è la creazione di un settore subsidente allungato in senso parallelo alla costa attuale, ma con un'ampia appendice trasversale che si addentra nella catena ben oltre il limite interno dell'area pedemontana infrapleistocenica. Questa fase mediopleistocenica di subsidenza è testimoniata dalla sedimentazione del Complesso di Persano (AMATO *et al.*, 1991).

La successione dei Conglomerati di Eboli presenta delle locali variazioni registrate nei vari settori del piedimonte. Tutta la serie è pervasa da repentini cambiamenti latero-verticali di facies spesso accompagnati a significativi, ma discontinui, *hiatus* stratigrafici a luoghi sottolineati dalla presenza di livelli decimetrici di argille rosse o brune residuali, più raramente blu-verdastre, indicanti antichi orizzonti pedogenici. L'intero complesso di facies, ghiaiose e fini, indicano una deposizione in un ambiente chiaramente di piana alluvionale *l. s.*, forse prossimale. Alcune facies sono tipicamente di

conoide alluvionale, altre sicuramente indicano deposizione o formazione in contesti di piana inondabile (CINQUE *et al.*,1988; RUSSO, 1990).

In particolare, i rilievi di Montecorvino Pugliano sono caratterizzati da una successione conglomeratica di spessore valutabile in non meno di 150 m complessivamente. Essa è suddivisibile in due formazioni separate da un paleosuolo rosso eroso e carsificato, potente da dieci centimetri a un metro (RUSSO,1990). La serie basale (F. Toppa Felicita), con spessore affiorante di cento metri circa, poggia su un substrato costituito da formazioni silicoclastiche dei cicli miopliocenici e in alcuni punti su unità di piattaforma carbonatica, con un membro spesso 10 metri costituito da breccie grossolane poligeniche (ghiaie a massi) provenienti da tutte le formazioni del substrato. Seguono per 20 metri ghiaie grossolane poligeniche ed eterometriche passanti per altri 20 metri a ghiaie poligeniche eterometriche ben arrotondate e stratificate, con livelli siltoso sabbiosi e lenti conglomeratiche. La porzione alta della serie basale con spessore di 50 metri è costituita da ghiaie eterometriche da fini a blocchi monogeniche arrotondate in matrice clastico sabbiosa con presenza di livelli siltoso-sabbiosi e lenti conglomeratiche nella parte bassa.

La serie sommitale (F. S. Anna) con spessore di circa 50 metri, è costituita da una facies ghiaiosa eterometrica monogenica calcarea da clasti aventi dimensioni da fini a blocchi.

Nelle colline di Giovi, presso Salerno, la litofacies ghiaiosa appare con clasti di natura marcatamente poligenica (calcarea, arenacea e marnosa), derivanti dallo smantellamento delle locali coltri silicoclastiche meso-cenozoiche. Le dimensioni degli elementi sono estremamente variabili. La litofacies fine è costituita da sabbie fini e silt carbonatici organizzati in strati massivi spessi fino ad 1 m e lenti conglomeratiche grossolane. In questa litofacies sono presenti livelli sabbioso-argillosi di origine piroclastica di tipo trachitico s.l. spessi al massimo 5 cm e molto discontinui lateralmente (RUSSO, 1990).

Su alcuni di questi livelli sono state effettuate datazioni assolute con il metodo Potassio/Argon che hanno fornito età di 1.52 M.a. b.p. e di 1.27 M.a. b.p. (CINQUE *et al.*,1988).

La porzione intermedia, invece, si compone di una litofacies conglomeratica con elementi ghiaiosi moderatamente arrotondati, eterometrici ed esclusivamente di natura carbonatica (dolomitica, calcareo dolomitica e calcarea), riferibile ai litotipi mesozoici dei retrostanti Monti Picentini. La porzione sommitale è caratterizzata da due litofacies: una ghiaiosa, prevalentemente nella parte alta, ed una fine, prevalentemente limitata alla parte basale. La litofacies fine, sabbioso-siltosa, massiva e di natura carbonatica presenta intercalate estese lenti di conglomerati e, a luoghi, alcuni livelli di origine piroclastica di tipo trachitico s.l. spessi mediamente 10 cm e abbastanza continui lateralmente. Uno di questi livelli sottoposto a datazione assoluta, con il metodo Potassio/Argon, ha fornito un'età di 0.99 M.a. b.p. (CINQUE *et al.*,1988).

La litofacies ghiaiosa è costituita da ghiaie generalmente grossolane e fini, di natura calcarea, calcareo dolomitica e dolomitica con netta prevalenza degli ultimi due (dolomie e calcari dolomitici nerastri), anch'essi derivanti dall'erosione dei litotipi mesozoici affioranti nei Monti Picentini. La successione dei Conglomerati di Eboli presso Salerno, presenta uno spessore in affioramento di circa 150 metri e poggia su terreni riferibili ai cicli miopliocenici terrigeni e su unità tettoniche dei M. Picentini. La serie è suddivisibile in una porzione basale spessa 40 metri ed una sommitale spessa 110 metri, separate da un paleosuolo (RUSSO, 1990).

La parte basale è costituita per 20 metri circa da brecce di pendio eterometriche a clasti calcareo-dolomitici poggianti in discordanza su megabreccia (pliocenica) che a sua volta è a contatto con unità di piattaforma o unità silicoclastiche (RUSSO, 1990).

A seguire si ha una serie di 20 metri terminante con un paleosuolo costituita da conglomerati poligenici di ghiaie grossolane talora ben arrotondate in aspetto massivo, con l'intercalazione di un orizzonte sabbioso-argilloso.

La parte sommitale è costituita da ghiaie poligeniche molto grossolane in matrice granulare, sabbiosa e elastica con aumento verso l'alto dei clasti di natura calcareo-dolomitica (RUSSO, 1990).

Alcuni Autori in APRILE *et al.*, (1979) ritengono che la deposizione di questa successione poligenica di conglomerati a Salerno abbia un'età Pliocene superiore formatasi a spese dei residui della copertura terrigena presente sui rilievi carbonatici.

### **2.3.2 Il Complesso di Persano e terrazzi associati**

Nell'alta Piana del Sele, l'elemento morfologico dominante è dato da estese superfici sub-pianeggianti e ben raccordabili fra loro al di qua e di là delle incisioni del Sele, del Calore e di altri corsi minori. Tale terrazzo, di I ordine, è caratterizzato da una debole inclinazione verso mare che si mantiene, di solito, nell'ordine del 2 per cento. Le quote del terrazzo vanno gradualmente crescendo dai circa 30 metri s.l.m. del suo limite sud occidentale, nella zona di Ponte Barizzo, fino a circa 100 s.l.m. metri e più nelle sue zone di radice dove passaggi a corpi di conoide del torrente Tenza e deformazioni tettoniche successive creano locali variazioni di pendenza ed incrementi di quota.

Gli affioramenti ed i dati di sondaggi riportati da AMATO *et al.*, (1991) chiariscono che la porzione esposta delle successioni sulle quali insiste il terrazzo di I ordine alterna intervalli francamente fluviali (con facies variabili fra quelle da letto a canali intrecciati e quelle di corsi meandrificanti) a facies lacustri più o meno estese e persistenti.



Queste ultime sono più frequenti, e diffuse anche nella parte alta delle successioni nella zona distale dell'Alta Piana. Nelle zone più interne gli intervalli pelitici divengono più rari e risultano concentrati nella parte bassa delle successioni esposte, che localmente (vicinanze di Eboli e di Campagna) mostrano passaggi a corpi di conoide.

I terreni sottoposti al terrazzo di I ordine appartengono ad una successione ben più potente dei circa 60 m visibili nel punto di massima reincisione. Dal riesame di stratigrafie di sondaggi si desume che esso ha una potenza di almeno 250 m, (pur spingendosi diversi pozzi a tale profondità non ne hanno incontrato la base).

Tale successione, denominata Complesso di Persano (AMATO *et al.*, 1991), è interpretata come il riempimento sedimentario di un settore della Piana entrato in subsidenza con la seconda fase di fagliamento dei Conglomerati di Eboli, occorsa verso l'inizio del Pleistocene Medio (CAPALDI *et al.*, 1988).

Un limite di età minima per il Complesso di Persano è dato dai depositi litorali di Ponte Barizzo, riferiti, sulla base di misure di racemizzazione effettuata su di un molare del genere *Elephas*, al primo e più marcato picco trasgressivo dell'Ultimo Interglaciale (circa 130.000 a bp; BRANCACCIO *et al.*, 1987) i quali si appoggiano al Complesso di Persano lungo una modesta scarpata che separa le estreme propaggini del terrazzo di I ordine (poste intorno ai 30 m di quota) dall'area di affioramento dei depositi litorali eutirreniani (che si spingono al massimo a 23 m di quota). Detta scarpatina, per il suo andamento mediamente rettilineo e parallelo ad altre dislocazioni tettoniche interessanti il terrazzo di I ordine, può interpretarsi come una paleo falesia a controllo strutturale.

Nell'ambito del Complesso medio-pleistocenico di Persano si ha una predominanza della componente ghiaiosa nelle aree più prossime agli sbocchi vallivi sulla Piana ed una discreta frequenza di intervalli pelitici nelle zone più distali. Al di sotto dell'ampia e potente conoide conglomeratica del Tenza (presso Campagna), numerosi sondaggi incontrano un intervallo ricco di spesse intercalazioni argillose. Ciò sta a testimoniare che ambienti di pianura alluvionale a bassa energia penetrarono fino al piede di questa parte dei Monti Picentini nel corso del Pleistocene Medio.

Si ipotizza che il Complesso di Persano (la massima parte del cui spessore è posta sotto il livello marino) si è depositato in un ambito di piana costiera subsidente che ha visto ripetutamente migrare verso l'interno le facies palustri e lacustri costiere e non è escluso che la parte più bassa del Complesso di Persano non includa facies di tipo transizionale.

Il terrazzo di I ordine degrada dolcemente verso SW e, almeno come elemento topografico, mantiene una continuità fisica verso valle fino a circa 5 km dalla costa, estendendosi dalla zona di Campagna fino a quasi il cordone di Gromola. A Sud del Sele esso sembra addirittura saldarsi con

questo cordone, ma in questa zona il raccordo fra le due unità morfologiche può essere imputato ai depositi travertinosi legate alle grosse sorgenti ubicate ai piedi della dorsale calcarea del Monte Soprano. In destra Sele le estreme propaggini non si saldano al cordone tirreniano, rispetto al quale risultano anche più elevate. Ciò induce a ritenere che il terrazzo sia più antico dei depositi marini di Gromola e successivo di quelli di Ponte Barizzo. Questo significa che una notevole fase di progradazione della pianura è avvenuta fra 130.000 e 100.000 y. b.p. Tuttavia non sembra facilmente sostenibile l'ipotesi che in questo arco di tempo, relativamente breve, si sia modellata l'intera estensione del terrazzo di I ordine, possibile invece che l'unitarietà del terrazzo di I ordine sia solo apparente, e che la sua porzione più interna (a monte del lineamento di Ponte Barizzo) sia costituita in gran parte da alluvioni depostesi anche anteriormente a 130.000 y. b. p. (AMATO *et al.*,1991).

### **2.3.3 I travertini di Pontecagnano Faiano, Filetta e Cafasso**

A sollevamento e fagliamento dei conglomerati di Eboli già avvenuto, durante il Pleistocene medio si ebbe, in più fasi la deposizione dei travertini di Pontecagnano, Faiano e di Cafasso (CINQUE *et al.*,1986)

Si tratta di travertini stromatolitici e fitoclastici, generalmente vacuolari, e costituiti per oltre il 95% da calcite a basso contenuto di magnesio (D'ARGENIO *et al.*,1983). I contenuti in Mg, Sr, SO<sub>4</sub> alquanto elevati e ben correlati con il delta <sup>13</sup>C, sono attribuibili ad una circolazione delle acque madri dei travertini in esame in un acquifero dolomitico-evaporitico profondo, in un contesto tettonico che ben s'inquadra con le situazioni strutturali delle adiacenti finestre tettoniche dei Picentini. Essi sono stati attribuiti a fasi di incrostazione su superfici inclinate e a breve distanza da sorgenti (D'ARGENIO *et al.*,1983).

Le placche travertinose più alte sono quelle di Faiano e Filetta, ed entrambe si possono considerare come appartenenti ad un medesimo originario corpo sedimentario, successivamente smembrato dall'erosione lineare. I travertini fossilizzano i sistemi di faglie che interessano i conglomerati di Eboli;

Altri travertini medio-pleistocenici affiorano nella zona di Cafasso (sinistra Sele) e sono da legare a sorgenti poste alla base della dorsale del M. Soprano. Essi non sono stati studiati dal punto di vista geochimico e sedimentologico mentre presentano caratteristiche morfologiche che suggeriscono una loro crescita come lobi progradanti rilevati sulla piana dell'epoca. Dati di sondaggi attestano che i travertini di Cafasso sono precedenti all'ultimo interglaciale in quanto coperti dalle sabbie litorali tirreniane. Questa formazione travertinosa si inserisce in parte nella porzione terminale del

terrazzo di I ordine di età medio-pleistocenica (Foglio 486 “Foce del Sele”, note illustrative, CINQUE *et al.*, in prep.).

### 2.3.4 Complesso Tirreniano

L’evoluzione post medio-pleistocenica della piana è stata controllata essenzialmente dai moti glacioeustatici del livello del mare e dall’apporto vulcanoclastico proveniente dai vicini vulcani napoletani (BRANCACCIO *et al.*, 1995).

Il Pleistocene superiore è testimoniato da più cordoni costieri (cordoni di Ponte Barizzo, Masseria Stregara e Gromola, vedi par 2.3 e 2.3.2) affioranti parallelamente alla attuale linea di riva tra 3 e 6 km più all’interno di questa. Per le facies di spiaggia si hanno tre misure di racemizzazione che suggeriscono età tra 75 ka e 110 ka e fanno ritenere possibile la genesi pol ciclica del paleocordone costiero da cui provengono i campioni (BRANCACCIO *et al.*, 1988; RUSSO & BELLUOMINI, 1992).

Questa forte progradazione occorsa durante lo stadio isotopico 5 dimostra che la subsidenza della piana era cessata. Il successivo sollevamento dell’area è dimostrato dalle quote alle quali si spingono i depositi di spiaggia tirreniani (fino a circa 23 m s.l.m.), più alte di una quindicina di metri rispetto ai livelli eustatici raggiunti durante l’Ultimo Interglaciale.

Tale sollevamento facilita la dissezione della Piana durante la regressione legata all’Ultima Glaciazione: nascono così lungo il Sele ad altri corsi d’acqua maggiori, dei solchi che tagliano sia il Complesso di Persano che quello Tirreniano.

Per la sinistra Sele, si individuano tre antichi tracciati della linea di costa, collocati nello stadio 5 della stratigrafia isotopica del delta  $^{18}\text{O}$ .

Il primo e più antico tracciato costiero tirreniano è stato individuato nella zona di Ponte Barizzo, a circa 7 km dalla costa attuale. I depositi di spiaggia di questo antico episodio trasgressivo affiorano su un area relativamente ampia (circa 2 Km<sup>2</sup>) a Sud dell’omonimo Ponte sul Sele e ad Est della S.S.18. Essi si spingono fino a 25 m di quota (più all’interno del Podere di S. Erminia) e sono dati da depositi di spiaggia poggiati su argille lagunari (BRANCACCIO *et al.*, 1986): a partire dal basso, (quota +9 m), la successione è composta da pochi decimetri di argille lagunari verdastre, con noduli di pirite e con *Ammonia beccarii*, *Protelphidium paralicum* e *Loxoconcha elliptica*. Con brusco contatto, ma in apparente continuità, passano verso l’alto, a sabbie sciolte a laminazione incrociata ricche di gusci di *Glycimeris glycimeris*, *Glycimeris insubricus* e *Cardium edule*. Datazioni effettuate col metodo della racemizzazione sui gusci di *Glycimeris* hanno fornito per questi depositi un’età di circa 130.000 anni (BRANCACCIO *et al.*, 1986). Essi sono pertanto riferibili al picco

glacioeustatico più antico e più marcato di quello che è correntemente indicato come ultimo interglaciale.

Un fronte di alterazione pedogenetica molto articolato che penetra le sabbie di spiaggia ed immergente verso mare è parzialmente ricoperto da depositi limo-argillosi nerastri che segnano il ricostituirsi di condizioni di palustrinità sulla Piana dopo l'emersione e l'erosione delle sabbie marine di Ponte Barizzo. Per la loro quota (fra +10 e +13 m essi vengono ricollegati all'episodio ingressivo di Gromola.

La seconda antica linea di riva individuata è rappresentata da una collinetta allungata NW-SE presente in località Masseria Stregara (circa a 2 km ad E di Gromola) culminante a quota 12 m s.l.m. Questo piccolo rilievo è costituito da microconglomerati e sabbie fossilifere ben cementate, limitate in alto da una chiara superficie di erosione. Per la sua posizione, la spiaggia di Masseria Stregara è ritenersi cronologicamente compresa tra quella di Ponte Barizzo e di Gromola. Il terzo cordone costiero si rinviene ben conservato tra la località Gromola (a circa 3 Km di distanza dalla costa attuale) e Capaccio Scalo. Esso raggiunge l'elevazione massima di 25 m s.l.m. proprio a Capaccio Scalo, perché qui si conserva un maggiore spessore di copertura eolica sopra le facies di spiaggia. Verso NW, in prossimità del tracciato meandriforme del Sele, il cordone dunare si interrompe per circa 2 Km per lasciare il posto al piatto riempimento fluvio-palustre e lagunare olocenico che colma il solco tagliato dal Sele sulla piana nel corso della regressione Wurmiana.

Presso il villaggio di Gromola le sabbie eoliche, rubefatte e cementate, passano in basso a depositi di spiaggia fossiliferi che si spingono fino a +13 m di quota. Datazioni effettuate col metodo della racemizzazione degli amminoacidi (BRANCACCIO *et al.*, 1986) su gusci di *Glycimeris glycimeris* prelevati a Gromola hanno dato un'età di circa 100.000 anni. Il fatto che i depositi marini in questione scompaiono immediatamente alle spalle del cordone dunare (dato ricavato dall'analisi delle stratigrafie di sondaggi geognostici) indica che essi si depositarono in corrispondenza di un apice trasgressivo che trova buona corrispondenza con l'episodio interglaciale segnalato da vari Autori intorno a 100.000 y. b.p. una sintesi al riguardo è contenuta in (WOILLARD, 1978).

In destra del Sele, il più spettacolare affioramento è quello presente in località S.Cecilia, in corrispondenza della prosecuzione verso N del cordone di Gromola..

Questi depositi, costituiscono morfologicamente un cordone allungato in senso NW-SE, elevatesi fino a 13 m s.l.m. ed interrotto perché eroso nella zona del fiume Tusciano a nord. Dall'alto verso il basso essi sono costituiti da sabbie eoliche passanti, verso il basso a sabbie ciottolose di spiaggia (contenenti frammenti di gusci di molluschi marini) che poggiano con contatto erosionale, su un livello argilloso verdastro spesso mediamente 30 cm, di ambiente lagunare, poggiante su altri depositi sabbioso-ciottolosi di spiaggia.

Questo affioramento, che espone due depositi di spiaggia separati da un livello di argille lagunari, potrebbe rappresentare i sedimenti dei due picchi trasgressivi tirreniani ipotizzati da BRANCACCIO *et al.*, (1988) nei depositi del contiguo lineamento morfologico di località Gromola in sinistra Sele. Tale attribuzione cronologica è avvalorata dalla età di 100.000-110.000 anni indicata dal rapporto racemico misurato su gusci di *Glycimeris glycimeris* dei depositi di spiaggia BRANCACCIO *et al.*, (1988). Inoltre essi sono chiaramente confrontabili con i dati analoghi riportati da (BRANCACCIO *et al.*, 1986, 1988) per i depositi marini di Gromola. La presenza di sabbie eoliche rubefatte, poco spesse ma con chiari rapporti di giacitura, permette di ritenere, che questi sedimenti siano riferibili ad un' episodio climatico e deposizionale verificatosi tra 75.000 e 10.000 anni fa, probabilmente in un interstadio del Wurm.

### **2.3.5 I terrazzi di II ordine**

Un II ordine di terrazzi fluviali è presente sia lungo il Sele sia lungo il Calore. Nell' alta Piana, il dislivello fra questo ed il terrazzo di I ordine si aggira sui 20 metri e risulta tracciato da ben individuate scarpate erosionali. Più a valle, il dislivello tra i due ordini di terrazzi diminuisce. Il terrazzo di II ordine può essere seguito fino e non oltre l'antico lineamento costiero dato dal cordone di Gromola.

Il terrazzo di II ordine va ritenuto più recente dei depositi marini di Ponte Barizzo in quanto, proprio in questa località, un suo lembo taglia le sabbie marine sulle quali poggiano modesti spessori di conglomerati fluviali (AMATO *et al.*, 1991).

### **2.3.6 I travertini di Paestum**

L'antica Paestum sorge su un lobo di depositi travertinosi più giovane del cordone di Gromola in quanto esso copre le sabbie tirreniane e, sopravanza verso mare quella antica linea di riva. Il limite di età superiore è dato dai 30/40.000 anni di una industria mousteriano-levallouisiana ritrovata al di sotto dei livelli greci sui travertini in questione (CINQUE, 1986). Questi travertini, sono da legare a sorgenti presenti ai margini dei travertini di Cafasso che, evidentemente, dovevano essere stati carsificati e potevano trasmettere flussi idrici provenienti dai retrostanti rilievi calcarei.

Nei pressi della Porta di Mare, le incrostazioni travertinose rivestono le mura della città fino ad un'altezza di circa 5 metri dal piano campagna. In passato si era ritenuto che questa deposizione fosse da legare ad un periodo di *bradisismo positivo* o di subsidenza della Piana, il che avrebbe spiegato l'abbandono della città in favore del sito collinare di Capaccio.

Tuttavia, i depositi incrostanti "escono" dall'interno della città, attraverso la Porta e le aperture della torre latitante, ad una quota di circa 5 metri maggiore della pianura, pertanto attualmente le

incrostazioni sulle mura di Paestum sono interpretate come il risultato di una mancata regimazione delle acque incrostanti ( mancata manutenzione alle opere di canalizzazione) che divagando nel perimetro urbano e uscendone a meridione, diedero luogo ai depositi di Porta di Mare (CINQUE,1986). Che l'abbandono della città sia da ritenere la causa piuttosto che l'effetto della divagazione di acque incrostanti trova conferma nel fatto che, nel perimetro urbano, le croste travertinose si addossano a edifici che erano già allo stato di rudere.

Nella zona di cava e S.Venere a Paestum, la formazione è costituita da alternanze di travertino stratificato in parte cristallino, in parte spugnoso con qualche intercalazione di sabbie, di argille e di torbe; alcuni livelli sono di tipo fitoermale e ricchi di cannule palustri (CESTARI, 1969). Vi si hanno, inoltre, impronte di foglie ( *Quercus* e *Laurus*), gasteropodi dulcicoli (*Helix*) e microfaune (ostracodi) che indicano un ambiente salmastro a bassissima salinità, e oogoni di Characee.

### **2.3.7 Complesso olocenico ed il terrazzo associato di III ordine**

La stabilizzazione olocenica del livello del mare alle quote pressoché attuali, nonostante siano evidenti piccole pulsazioni trasgressivo-regressive, ha dato luogo alla formazione del corpo sedimentario marino-costiero e limno-lagunare che occupa la fascia costiera con un'ampiezza di circa 1 km (BARRA *et al.*, 1998). Con la risalita versiliana, le aree lagunari vengono aggragate da depositi fluviali e fluviopalustri, mentre lungo la costa si forma un sistema barriera-laguna che migra prima verso terra e poi, nel corso degli ultimi 5000 anni circa, verso mare (BARRA *et al.*, 1999). Il paleocordone che segna la massima ingressione marina olocenica è quello di Laura (di circa 5000 anni) le cui quote testimoniano la sostanziale stabilità della Piana nel corso degli ultimi millenni (BARRA *et al.*, 1998).

Partendo dalla costa, i primi due tracciati sono rappresentati dai cordoni dunari di Sterpina e Laura che si elevano rispettivamente fino a 5 e 7 m s.l.m. . Quello di Sterpina si trova immediatamente alle spalle di quello attuale ed è ampio fino a 250 m. In superficie esso è formato da dune costiere dalla morfologia ben conservata e probabilmente attive fino all'impianto (avvenuto nel 1938) della pineta che oggi la copre. Al di sotto delle dune alla quota di circa 2 m, sono presenti sabbie a laminazione parallela, a luoghi ricche di fossili (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica sp.*).

Il cordone dunare di Laura, che si spinge fino a oltre 1 km dalla costa attuale, presenta una morfologia alquanto rimodellata e, a differenza di quello di Sterpina, le sue sabbie eoliche giallastre (con cenni di stratificazione incrociata e ricche di Gasteropodi Polmonati) sono coperte da un suolo bruno scuro contenente, tra l'altro materiali piroclastici rimaneggiati (BRANCACCIO *et al.*,1988). Le

sabbie eoliche poggiano con contatto erosionale su sabbie di spiaggia (con gusci di *Glycimeris glycimeris*, *Cardium sp.*, *Meretrix sp.*, e *Venus sp.*) che raggiungono la quota massima di 1,5 m s.l.m. Le età massime ricavate con il  $^{14}\text{C}$  sono, per Laura, di 5330 $\pm$ 50 anni e per Sterpina di 2500 $\pm$ 70 anni dal presente (BRANCACCIO *et al.*, 1988).

Il terrazzo fluviale olocenico (III ordine) è costituito da successioni fluviali sabbioso ghiaiose potenti fino ad una trentina di metri e, sfumanti verso mare nelle successioni fluvio lagunari e palustri che colmano le depressioni costiere fra il più esterno cordone tirreniano (quello di Gromola) e quelli versiliani (cordoni di Laura e di Sterpina) BRANCACCIO *et al.*, (1988).

## 2.4 Il massiccio dei Picentini

Il massiccio dei Monti Picentini costituisce una delle più estese unità morfostrutturali dell'Appennino campano-lucano e corrisponde ad un alto strutturale, a pianta grosso modo quadrangolare (circa 37 per 25 km), limitato a Sud dal graben peri-tirrenico della Piana del Sele-Golfo di Salerno e a NE da faglie appenniniche che preludono (alla Fossa Bradanica) e al bacino pliocenico dell'Ofanto e segnano, a livello regionale, il limite orientale dei calcari mesozoici (CAPALDI *et al.*, 1988). Il confine nord-occidentale del massiccio è segnato in parte (verso Sud) dall'ampia valle del fiume Irno e in parte ancora da ribassamenti tettonici (depressione di Avellino). Esso raggiunge un'elevazione di circa 1800 m. s.l.m. con le cime dei rilievi del M. Terminio, M. Polveracchio e M. Cervialto ed il suo paesaggio è rappresentato da un alternanza dalle quote più alte a quelle relativamente più basse, di paesaggi dolci e ondulati e profonde incisioni.

Dato che le faglie perimetrali mettono spesso a contatto le assisi carbonatiche del massiccio con unità terrigene molto più erodibili, la morfoselezione conferisce di frequente alle relative scarpate un'altezza che supera i rigetti orografici creati dalla neotettonica, specialmente lungo i bordi ad andamento antiappenninico (CAPALDI *et al.*, 1988).

In BRANCACCIO *et al.*, (1987) si ritiene che le prime fasi di modellamento subaereo dei Picentini si siano verificate tentativamente nel Miocene Finale a causa della mancanza di depositi marini più recenti del Seravalliano.

I terreni principalmente affioranti, appartengono a serie di piattaforma carbonatica (Unità Alburno Cervati Auct., Unità della Piattaforma Appenninica *sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986) ed hanno età comprese tra il Trias superiore (Carnico) al Cretacico superiore. Lo spessore delle unità di piattaforma carbonatica raggiunge e supera i 4500 m di potenza D'ARGENIO *et al.*, (1973).

Accanto ai carbonati di piattaforma, sono presenti altre unità tettoniche sovrapposte nel corso della strutturazione compressiva della catena. In particolare, dai livelli strutturali più bassi verso quelli superiori si distinguono le seguenti unità tettoniche: a) Unità Lagonegresi; b) Unità della

Piattaforma Carbonatica; c) Unità Sicilidi. Su queste unità, si appoggiano in contatto stratigrafico discordante terreni tardo-orogeni, in letteratura comprendenti litotipi argilloso-sabbioso-conglomeratici di età compresa tra il Tortoniano-Messiniano-Pliocene (Foglio 185 Salerno CARG 1:100000; SGROSSO,1971). Le unità più basse, accavallatesi durante il Miocene, sono suddivise in numerose scaglie tettoniche ed i loro rapporti geometrici sono ben visibili nelle finestre tettoniche affioranti nel settore meridionale dei M. Picentini (SCANDONE *et al.*, 1967, TURCO, 1976; PAPPONE & FERRANTI, 1995).

Il quadro strutturale è ulteriormente complicato dalla presenza di una marcata tettonica estensionale successiva alla strutturazione a scaglie. In particolare, sono riconoscibili due principali fasi estensionali, la prima delle quali, avvenuta probabilmente tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, ha generato faglie normali a basso angolo. Una più recente fase d'estensione, avvenuta tra il Pleistocene inferiore e medio, è caratterizzata da faglie normali ad alto angolo ed è responsabile del sollevamento del massiccio (IETTO, 1963a ,1963b, 1965; D'ARGENIO *et al.*, 1987; OLDOW *et al.*,1993; FERRANTI & OLDOW, 1999).

Mentre l'elevazione topografica si mantiene grosso modo costante in tutto il massiccio, l'altezza strutturale dei Monti Picentini raggiunge i massimi valori nella metà meridionale del gruppo, ove le valli e incisioni più profonde espongono in finestra le unità tettonicamente sottoposte a quella carbonatica di piattaforma, (D'ARGENIO *et al.*, 1973; TURCO, 1976). L'erosione delle finestre tettoniche è stata facilitata dal fatto che nei Monti Picentini meridionali l'unità carbonatica, generalmente potente fra i 4000 ed i 5000 metri, si riduce localmente fino a meno della metà per effetto di lacune tettoniche:queste sono state generalmente imputate a piani di scagliamenti coevi dei grossi sovrascorrimenti miocenici che crearono la pila di falde costituente la catena (IETTO, 1963a ,1963b, 1965). In seguito tali lacune tettoniche sono state legate a movimenti di tipo distensivo lungo "low angle normal faults", posteriori agli accavallamenti compressivi ovvero avvenute tra il Pliocene sup. e il Pleistocene inf. (D'ARGENIO *et al.*, 1987; PAPPONE & FERRANTI, 1995).

#### **2.4.1 Le unità stratigrafiche e strutturali pre-aternarie**

L'assetto strutturale della porzione di catena sud-appenninica ricadente nell'area di studio è dato dalla sovrapposizione di diverse unità strutturali deformate ed imbricate durante le fasi compressive avvenute a partire dal Miocene inferiore. Queste sono coperte stratigraficamente da più unità terrigene e silicoclastiche.



### **a) Unità dei terreni tardo-orogeni**

La posizione stratigraficamente più elevata è occupata da terreni silicoclastici marini. Tali terreni, affioranti estesamente nelle colline di Salerno, nella fascia pedemontana che borda i M. Picentini verso la piana e fino nei dintorni di Contursi (PATACCA & SCANDONE,1999), sono costituiti da una successione che espone dal basso argille grigie, localmente con gessi. Su queste poggiano sabbie giallastre. Nelle colline di Salerno, i depositi di questa unità sono coperti, in discordanza, da conglomerati quaternari (Foglio 185 Salerno CARG 1:100000; SGROSSO,1971) correlabili ai Conglomerati di Eboli *sensu* CINQUE *et al.*, (1988).

Questa poggia, con contatto stratigrafico discordante su un substrato costituito da depositi riferibili all'Unità Sicilide ampiamente affiorante lungo il piedimonte dei Picentini. Tale successione viene attribuita al Tortoniano-Messiniano (DI NOCERA *et al.*,1979), mentre recenti analisi indicano che le argille hanno età messiniana (pre-gessi) fino alla base (com. pers., dott. Paola Esposito). Inoltre, BAGGIONI (1973) segnala un'età Pliocene Inferiore per le sabbie sulla base di dati biostratigrafici; la stessa Autrice evidenzia che, nelle colline di Salerno, il contatto tra i depositi messiniani e quelli pliocenici è di tipo discordante.

Il basso strutturale dell'Ofanto (HIPPOLYTE *et al.*,1994) fu sede della deposizione delle successioni marino-transizionali e continentali infra-meso plioceniche dell'Unità di Ariano (D'ARGENIO *et al.*,1973). AMORE *et al.*,(1998) hanno riconosciuto due distinti cicli sedimentari, uno riferibile alla parte alta del Pliocene inferiore, l'altro al Pliocene medio. Nei conglomerati medio-pliocenici dell'Unità (CIANCIA & TORRE, 1996) non segnalano, la presenza di orizzonti conglomeratici a clasti carbonatici.

### **b) Unita' Sicilide**

Questi terreni dell'Unità Sicilide (OGNIBEN,1969) rappresentano l'unità strutturalmente più elevata di questa porzione della catena. Essi sono rappresentati da differenti litologie carbonatiche e silicoclastiche. Essi principalmente affiorano lungo i bordi del massiccio e sono costituiti da argille ed argilliti, marne, calcareniti, calcilutiti con assetto prevalentemente caotico. L'età delle formazioni di cui si compone ricopre l'intervallo Cretacico-Burdigaliano.

### **c) Unità della Piattaforma Carbonatica**

L' unità carbonatica di piattaforma è rappresentata, in questo settore, da terreni (piattaforma Lattari-Picentini, *sensu* SGROSSO,1998) prevalentemente dolomitici del Triassico superiore, da calcari dolomitici e calcari giurassico-cretacici coperti da depositi miocenici.

I terreni triassici affiorano prevalentemente nell'area centro-meridionale del massiccio, mentre quelli giurassico-cretacici prevalgono nei settori settentrionale (M. Terminio, M. Cervialto), orientale (M. Polveracchio) e occidentale (M. Tobenna, M. Mai).

La porzione strutturalmente più profonda (prevalentemente dolomie, del Carnico) risulta tettonicamente sovrapposta nelle finestre tettoniche di Prepezzano e Giffoni Vallepiana e Campagna su scisti silicei e calcari con selce dell'Unità Lagonegrese *auct.* (IETTO, 1963a, 1965)

La successione carbonatica è coperta da calcareniti (Calcareniti di Laviano), di età Miocene inferiore-Tortoniano inferiore e, con contatto discordante, da sedimenti terrigeni riferibili ad almeno due cicli testimoniati regionalmente, rispettivamente ascrivibili alle formazioni di M. Sierio (Tortoniano superiore) e di Castelvete (Messiniano inferiore) (AMORE *et al.*, 2003). Questi depositi si rinvengono in appoggio su porzioni della successione di diversa altezza stratigrafica (dal Cretacico al Trias). SGROSSO (com. pers.) segnala inoltre che i depositi della Formazione di Castelvete suturano l'accavallamento della piattaforma sui terreni lagonegresi (vedi oltre).

#### **d) Unità del Bacino di Lagonegro**

L'unità del Bacino di Lagonegro, (o serie calcareo-silico-marnosa *auct.*) affiora nell'area esclusivamente in finestra tettonica al di sotto dell'Unità della Piattaforma Carbonatica Appenninica.

TURCO, (1976) segnala, nell'area, la presenza di più unità tettoniche riferibili al Bacino di Lagonegro.

Esse corrispondono alle Unità Lagonegresi I e II di SCANDONE, (1967) e all'Unità di M. Croce.

L'Unità Lagonegrese II (includente le facies più prossimali ed interne del bacino) è costituita, dal basso, dalle seguenti formazioni:

- “Monte Facito”, costituita da argille e argille siltose giallastre; marne argillose grigie, più o meno scagliettate; siltiti rosse e verdi; brecciole e calcareniti grigie; conglomerati poligenici etc di età Trias medio;
- “Calcari con Selce”, costituita da calcari e calcari dolomitici con liste e noduli di selce con intercalazioni di argilliti verdastre e rossastre di età Trias Superiore;
- “Scisti Silicei”, risalente al Lias, è caratterizzata da diaspri rossi e verdastri, argilliti, calcilutiti e calcareniti di età Giurassica;
- “Flysch galestrino”, costituito da calcilutiti, marne e argilliti, calcari marnosi siliciferi e brecciole gradate di età Neocomiano-Aptiano;
- “Flysch Rosso”, costituito da calcari con intercalazioni di marne ed argille marnose rosse e verdastre, di età Oligocene superiore-Langhiano;

- “Flysch Numidico”, costituito da arenarie quarzose giallastre in strati e banchi di età Langhiana.

L' Unità Lagonegrese I (include le facies distali), è rappresentata, nell'area dalla formazione dei Calcari con Selce e degli Scisti Silicei in facies Lagonegro-Sasso di Castalda di SCANDONE (1967).

L'unità carbonatica del M. Croce, di età compresa tra il Trias superiore e il Miocene, viene interpretata da TURCO, (1976) come parte della scarpata orientale del Bacino Lagonegrese. Vi si distinguono due formazioni, l'inferiore dolomitica o dolomitica-calcareo, la superiore calcareo-marnoso-arenacea denominata da SCANDONE & SGROSSO, (1974) “Arenarie e calcari della Vallimala”, di età Serravalliano-Tortoniano (TURCO, 1976).

TURCO, (1976), descrive dettagliatamente la Finestra tettonica di Campagna.

Essa comprende un'area a forma quasi circolare, a nord di Campagna, al centro della quale si erge il M. Croce.

Dal basso affiorano le unità carbonatica del M. Croce, quelle Lagonegresi I e II, e infine quella superiore della Piattaforma Appenninica.

L'unità Lagonegrese I è rappresentata dai calcari con selce e dagli scisti silicei.

L'unità Lagonegrese II, affiorante estesamente quasi su tutto il bordo della finestra, è rappresentata dalle formazioni di M. Facito, dei calcari con selce, degli scisti silicei, del flysch galestrino, dal flysch rosso, dal flysch numidico.

L'unità carbonatica superiore borda tutta la finestra tranne che sul lato compreso tra Salitto e Montecorvino Rovella. L'autore inoltre segnala che, l'area centrale della finestra (compreso il massiccio di M. Croce) è attraversata da una serie di faglie con discreto rigetto, aventi direzione NW-SE, che individuano piccoli Graben dove affiora l'unità Lagonegrese II, e formano tra una fossa e l'altra una serie di strettissimi pilastri tettonici, costituiti dalle dolomie di M. Croce, allungati in direzione NW-SE. Nella località Vallimala, l'unità di M. Croce è attraversata da faglie normali in direzione NE-SW le quali ripetono la serie.

## **2.4.2 Assetto strutturale**

Ietto,(1963a,1963b) descrive l'assetto strutturale dei M. Picentini e segnala alcune finestre tettoniche nei pressi di Giffoni Vallepiiana, nelle quali al di sotto di terreni di piattaforma carbonatica mesozoici affiorano quelli del Bacino di Lagonegro.

L'autore inoltre evidenzia l' esistenza di lacune tettoniche nella serie carbonatica (scaglie calcaree con sovrapposizione dei termini più giovani su quelli più antichi). I piani di contatto delle scaglie immergono soprattutto verso sud e sud-ovest. I calcari che costituiscono le scaglie tettoniche

appartengono generalmente, a porzioni della serie comprese tra livelli plastici presenti nella serie calcareo-dolomitica.

L'autore inoltre, segnala che le faglie inverse sono soprattutto limitate al bordo nord-orientale dei Picentini, dove sovrappongono calcari giurassico-cretacici sul flysch terziario. Il sovrascorrimento della Piattaforma Appenninica sull'Unità Lagonegrese è imputato a tettonica di gravità.

D'ARGENIO *et al.* (1973) propongono un modello in cui i terreni calcareo-silico-marnosi delle Unità Lagonegresi deriverebbero dallo smembramento di un bacino (Bacino di Lagonegro) interposto tra due piattaforme carbonatiche: la Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana (in posizione interna rispetto al Bacino Lagonegrese), e quella Campano-Abruzzese più esterna.

In questo modello, le successioni carbonatiche mesozoico-terziarie largamente affioranti nei Monti Picentini vengono attribuite all'Unità Alburno-Cervati (derivata dalla deformazione della Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana), ritenuta in sovrapposizione tettonica sulle Unità Lagonegresi.

D'ARGENIO *et al.*, (1987), FERRANTI & PAPPONE, (1992), PAPPONE & FERRANTI, (1995), FERRANTI *et al.*, (1996) e FERRANTI & OLDOW, (1999) hanno riesaminato le geometrie e analizzato la cinematica delle deformazioni indotte dalle faglie estensionali sia a basso che ad alto angolo nei Monti Picentini.

In sintesi, si evidenzia che i Monti Picentini si interpongono tra i settori esterni della catena, dove sono presenti strutture compressive più recenti e ben preservate, e la sua parte interna, dove le falde sovrascorse sono state sottoposte ad un forte smembramento causato dalle fasi tettoniche estensionali tirreniche. Le falde dei Monti Picentini presentano una struttura embricata formatasi in diverse fasi durante la deformazione collisionale, attribuita dagli Autori al Miocene medio.

Dal livello strutturalmente più alto a quello più basso FERRANTI & PAPPONE, (1992) distinguono:

- Unità Sicilidi;
- Unità di M. Monna;
- Unità Terminio –Accellica;
- Unità Irpine, che sarebbero rappresentate dall'elemento tettonico del flysch della Vallimala (staccatosi dal substrato mesozoico e sovrascorso sull'Unità dei Picentini Meridionali;
- Unità dei Picentini Meridionali, composta da differenti embrici (Raia, Toppa Faraona e Serra del Cerasuolo).
- Porzioni dell'Unità Lagonegrese.

La giustapposizione di embrici o scaglie sull' Unità Lagonegrese è dovuta alla tettonica compressiva. In altri casi, la sovrapposizione è dovuta a tettonica estensionale.

Le strutture compressive sono meglio esposte nelle Unità Sicilidi, Lagonegresi e della Vallimala e indicano più generazioni di deformazioni con senso di trasporto tettonico da E a N.

I terreni Lagonegresi, dove ben esposti, sono caratterizzati da complessi sistemi di pieghe: nel settore occidentale, gli assi delle pieghe sono orientati in direzione NW-SE, mentre nel settore orientale le pieghe hanno assi E-W e con senso di trasporto verso Nord.

Nel flysch della Vallimala sono presenti due famiglie di pieghe nord vergenti.

Nell'Unità dei Picentini Meridionali (Valle Picentino e Cornea), le pieghe, che hanno una meno pronunciata vergenza a N presentano assi E-W.

Le strutture compressive presenti nei Monti Picentini sono state fortemente modificate da faglie a basso angolo che provocano la sovrapposizione di terreni giovani su vecchi, con omissione tettonica e discordanze strutturali.

Le superfici di faglia a basso angolo mostrano un'inclinazione generalmente compresa tra i 10° e i 40° verso Sud.

Gli autori, inoltre, evidenziano che le deformazioni avvenute durante le fasi estensionali quaternarie si sono esplicate attraverso faglie ad alto angolo con direzione NW-SE, con piani di faglia planari o listrici.

In conclusione, l'evoluzione tettonica dei Picentini mostra la transizione da un regime di compressione ad uno di tipo estensionale. Il trasporto compressivo avvenne prima E-NE e poi N-NE. La sovrapposizione dei terreni di piattaforma su quelli lagonegresi è suturata dai depositi della Formazione di Castelvetro, di età Messiniano inferiore (Prof. Italo Sgrosso, com. pers.). Il massiccio deformato e piegato durante il tardo Miocene, subì un collasso estensionale su faglie a basso angolo immergenti a S\SE (D'ARGENIO *et al.*, 1987; OLDOW *et al.*, 1993; FERRANTI & OLDOW, 1999). Questa estensione, è ortogonale alla principale vergenza dell'orogene dell'Appennino Meridionale. La tettonica estensionale a basso angolo si attivò nel tardo Miocene-Pliocene e cessò in quest'area nel Medio-Tardo Pliocene e Pleistocene Inferiore (D'ARGENIO *et al.*, 1987; PAPPONE & FERRANTI, 1995), prima della formazione delle paleosuperfici *auct.* Essa fu seguita da una seconda fase estensionale su faglie normali ad alto angolo che indicano un'estensione NE-SW.

### 2.4.3 Terreni e morfologie post-orogene

Il massiccio dei Monti Picentini presenta all'interno e lungo i suoi margini, terreni di diversa natura risalenti per lo più a diverse età del Quaternario.

La distribuzione dei depositi più antichi è dipesa fortemente dalla tettonica distensiva, mentre per quelli relativamente più giovani, l'assetto morfologico generale e locale simile a quello attuale, ha permesso la loro formazione.

I depositi più antichi sono caratterizzati da successioni epiclastiche continentali, ubicate a quote comprese tra i 700 e 1300 metri (CAPALDI *et al.*, 1988). Essi si rinvencono lungo versanti dislocati da faglie, oppure alla loro base, cui sono legati geneticamente. Altro caso è quello dove i depositi occupano una posizione sommitale ai rilievi, come lembi relitti di unità sedimentarie appartenenti ad un paesaggio non afflitto dalle varie fasi tettoniche susseguitesi.

Le formazioni epiclastiche antiche si presentano in facies di apice di conoide, falda detritica, con detritici o alluvioni torrentizie intravallive, caratterizzate da giaciture primarie meno frequenti di quelle afflitte dalla tettonica che le ha basculate verso monte.

La loro elevazione non sempre indica una cronologia relativa dei depositi, in quanto la tettonica ha agito in maniera anche intensa localmente.

Le successioni hanno spessori compresi fra i 10 e 50 metri presentando variabilità di facies ed il contatto basale con il substrato, esclusivamente di natura calcareo-dolomitica, è di tipo erosivo su una superficie carsificata, suborizzontale e con blande articolazioni.

La successione nei maggiori dei casi alla sommità, termina con una superficie subpianeggiante leggermente immergente verso i settori a valle.

Prendendo in considerazione le successioni continentali epiclastiche che costituiscono le varie colline del piedimonte dei Monti Picentini, esse risultano essere diverse tra loro.

Presentano diversi spessori compresi tra i 150 ed i 300 metri, e la loro base è sempre discordante su un substrato di diversa natura, sia tra le varie successioni che nell'ambito di ognuna di esse. Ogni collina è costituita da una sequenza di formazioni diversa dalle altre, ma tra le varie successioni esistono facies simili, il che permette in alcuni casi di effettuare delle correlazioni che consentono di inquadrare una particolare fase sedimentaria agevolata da fattori tettonici e/o climatici.

Le colline presentano ripidi versanti perimetrali ed il paesaggio sommitale subpianeggiante taglia la stratificazione. Dai caratteri morfologici di questa superficie si individuano delle forme erosionali che testimoniano un paleodrenaggio fluvio-torrentizio (valli sospese, valli chiuse, doline) e dei lineamenti tettonici che indicano un assetto strutturale a blocchi di faglia basculati.

Passando ai depositi relativamente più giovani inquadrati nel Pleistocene Medio, all'interno dei Monti Picentini sono presenti terreni di origine fluvio-lacustre (bacino di Acerno) e fluvio-torrentizia posti a diverse quote (CAPALDI *et al.*, 1988), abbondanti di materiali piroclastici, occupanti depressioni intracatena e valli aperte verso la piana, quest'ultime originatesi in seguito al sollevamento generalizzato del massiccio ed al successivo approfondimento erosivo e/o tettonico della struttura.

Le successioni sono costituite da facies diverse e terminano verso l'alto con superfici deposizionali. Esempi sono i depositi fluviali e detritici che si rinvergono nelle aree di basso morfologico sia interne che marginali al massiccio. Questi sono la conoide di Calvanico, alimentata dal versante meridionale dei Monti Mai, la falda detritica di Castiglione dei Genovesi alla base del versante sud del M. Monna e, nel solco che delimita i M. Picentini dai M. Lattari, i conglomerati fluviali di Cava de Tirreni che passano, verso mare, alla conoide fluvio-torrentizia di Vietri sul Mare, i detriti di falda di Senerchia.

I depositi di età compresa tra il Pleistocene Superiore all'attuale hanno natura piroclastica, fluvio-torrentizia, lacustre e detritica di versante.

I depositi piroclastici appartenenti all'Ignimbrite Campana sono conservati nei fondovalle della zona meridionale ed occidentale del Massiccio, mentre quelli riferibili alle più recenti eruzioni (Vesuvio) ricoprono versanti e ripiani morfologici.

I depositi fluvio-torrentizi si rinvergono all'interno degli attuali fondovalle e risultano in alcuni casi terrazzati in alcuni ordini per cause prevalentemente climatiche.

Numerose sono le falde detritiche prodottesi prevalentemente in corrispondenza delle ultime fasi glaciali, e occupano i fianchi dei versanti nei loro tratti basali o lungo elementi di essi. Alcune di esse conservano inalterate le forme deposizionali.

LIPPMANN-BAGGIONI & GARS, (1984), in un loro studio rivolto a tutti i depositi detritici affioranti lungo il bordo meridionale dei Picentini da Salerno a Senerchia individuano la presenza di 5 serie detritiche in discordanza fra loro.

La serie 1, affiorante a nord di Eboli sotto il santuario di Madonna del Carmine, viene descritta come una breccia grossolana caotica immersa in una matrice argillosa grigia, ricca in silicati ed elementi arenacei, proveniente secondo gli AA. dallo smantellamento delle falde alloctone; essi ritengono inoltre che la facies di questi depositi implicherebbe l'esistenza a monte di un versante attualmente cancellato dall'erosione.

La serie 2, la più estesa costituisce i rilievi collinari, costituiti da ghiaie calcareo-dolomitiche, di Salerno, Castello Nebulano e M.ti. di Eboli con interstratificato in questa successione il paleosuolo descritto nell'articolo del '73 e ritenuto marker paleoclimatico del Gunz-Mindel. Su questa serie

poggia in discordanza angolare la serie 3, visibile ad Ariano S.T. , rappresentata da un conglomerato calcareo a ciottoli subsmussati, grossolanamente stratificato correlabile a tutti i depositi di brecce affioranti all'interno del massiccio (Faito, Castello di Olevano, Montenero, Piano del Gaudio, Acerno) ed i depositi travertinosi e di brecce affioranti tra Puglietta e Senerchia.

Le serie 4 e 5 sarebbero rappresentate dai con di deiezione recenti affioranti soprattutto ad est di Campagna con giacitura non disturbata da deformazioni tettoniche ed è conforme alla topografia attuale.

Gli autori ritengono che tutta la successione si sarebbe deposta tra il Pliocene ed il Quaternario, infatti la serie 1 viene attribuita all'intervallo Messiniano (?) - Pliocene inf. come equivalente continentale della datata formazione marina affiorante ad est di Salerno; la serie 2 viene ritenuta post Pliocene inferiore (in quanto a Salerno poggia sui depositi di questa età) e datata genericamente Pliocene medio-Pliocene Sup, in base ai risultati ottenuti da uno spettro pollinico realizzato su livelli argillosi di colore blu di ambiente lagunare all'interno di una formazione litorale sabbiosa rinvenuta alla base del rilievo di Montena, che avrebbero indicato una grande abbondanza di tassoni caducifoglie indicatori di un periodo interglaciale, correlabile ad altri spettri pollinici realizzati nel bacino di Camerota che definirebbero il "Tigliano".



## Capitolo Terzo

### Precedenti conoscenze sulle tematiche affrontate

#### 3.1 Evoluzione tettono-stratigrafica del Golfo di Salerno

In base ai dati di sismica profonda e dei pozzi esplorativi realizzati dall'AGIP tra gli anni settanta ed i primi anni ottanta (Mina 1, Milena 1 e Margherita Mare 1) si individuano nel Golfo di Salerno due settori principali: uno settentrionale (Valle di Salerno) ed uno meridionale (*offshore* del Cilento), con differenti caratteristiche morfologiche ed assetto tettono-stratigrafico (SACCHI *et al.*, 1994). Il settore meridionale (*offshore* del Cilento), è rappresentato da un alto strutturale, probabilmente già emerso a partire dal Pliocene (fig.3.1). Infatti alla base della successione pleistocenica si riconosce una discordanza, cui si associa un significativo “gap” stratigrafico: il substrato è costituito da due unità tettoniche sovrapposte, correlabili rispettivamente alle Unità Liguridi del Cilento e all'Unità Alburno Cervati Auct. La copertura pleistocenica presenta spessori che vanno da poche centinaia di metri a largo di Punta Licosa fino a circa 1 km in corrispondenza dell'area centrale del Golfo (ESPOSITO *et al.*, 2004).

In corrispondenza del settore settentrionale la successione pleistocenica raggiunge invece spessori superiori ai 2.000 m (AIELLO *et al.*, 1997; SACCHI *et al.*, 1994), interpretando le linee sismiche, suggeriscono che in quest'area, durante il Pliocene sup. - Pleistocene, l'attività tettonica si è prevalentemente esplicata lungo un sistema di faglie listriche ad orientazione NE-SW con componente trascorrente sinistra, che ha originato una struttura da cui dipende anche l'assetto attuale del Bacino di Salerno SACCHI *et al.*, (1994). Secondo MILIA & TORRENTE, (1997) il movimento della faglia principale che borda la Penisola Sorrentina verso sud inizia nel Pleistocene inferiore e registra le dislocazioni maggiori tra i 700 e i 400 ka circa. La “linea del Sele”, che corrisponde ad un importante lineamento trasversale della catena sud-appenninica e separa il settore settentrionale da quello meridionale, è interpretata da SACCHI *et al.*, (1994) come una linea tettonica “transtensiva”, attiva in più fasi, con componente trascorrente sinistra. Nel Pleistocene si registra una forte subsidenza tettonica dell'intero settore Piana del Sele-bacino di Salerno, che si approfondisce rispetto agli alti morfologico-strutturali circostanti, ovvero (Monti Lattari a N-NW, Monti Picentini a E-NE, Monti del Cilento verso SW). Al contempo, i rilievi circostanti registrano un sollevamento che da luogo, al margine dei M. Picentini, alla deposizione della potente successione conglomeratici, in facies di conoide alluvionale, dei Conglomerati di Eboli (CINQUE *et al.*, 1988; CAPALDI *et al.*, 1988; par. 2.3.1). I rigetti verticali maggiori collegati alle faglie NE-SW, che testimoniano un'estensione NW-SE (MOUSSAT *et al.*, 1986), si realizzano lungo la faglia che borda il versante amalfitano della

Penisola Sorrentina, mentre gran parte dell'estensione parallela al margine tirrenico viene assorbita lungo una superficie di scollamento crostale a basso angolo SACCHI *et al.*, (1994). L'architettura stratigrafica generale del bacino del Golfo di Salerno, visto in sezione NW-SE, rispecchia la geometria tipica di un sistema di faglia di crescita, associato ad un bacino tipo semigraben. SACCHI *et al.*, (1994). Nell'area salernitana è anche riconoscibile una fase tettonica compressiva di età infra-Pleistocenica, con direzioni di massimo raccorciamento all'incirca NNW-SSE. Questa fase riattiva il sistema di faglie ad orientazione NE-SW, in regime di transpressione sinistra, e provoca un'inversione tettonica di alcuni depocentri determinando sia lo sviluppo di successioni regressive al top delle strutture in deformazione, che il sollevamento, fino all'esposizione subaerea, dei fianchi del bacino (rilievi carbonatici e parte delle successioni del Pleistocene inferiore della Piana del Sele) e la subsidenza dei suoi settori centrali SACCHI *et al.*, (1994). Nel Pleistocene medio si instaura nuovamente una fase di subsidenza tettonica nelle zone centrali del bacino mentre ai margini si realizzano grandi sollevamenti fino al raggiungimento delle quote attuali dei rilievi. Nello stesso tempo inizia la sedimentazione di una potente successione in ambiente continentale-transizionale, il Complesso di Persano (AMATO *et al.*, 1991, par. 2.3.2). Il Pleistocene superiore, testimoniato da depositi di spiaggia sormontati da cordoni dunari pressoché paralleli all'attuale linea di riva (par. 2.3.4), segna l'inizio, anche nelle zone costiere, di un sollevamento che ha portato i depositi di spiaggia Eutirreniani a +25 m (BRANCACCIO *et al.*, 1988) e ribassato i depositi marini (BUDILLON *et al.*, 1994) nelle aree di *offshore*. In tale periodo una certa stabilità tettonica verticale sembra invece caratterizzare la contigua Penisola Sorrentina (CINQUE & ROMANO, 1990), dove la paleolinea di riva e il solco di battigia relativi allo stazionamento Eutirreniano si ritrovano a quote pressoché costanti (circa +8 m s.l.m.). Nelle depressioni strutturali contigue, come quella occupata dalla Piana del Sele, persistono fino a tempi recenti movimenti tettonici che hanno sollevato l'area. Va tuttavia segnalato che dati di sismica a riflessione monocanale di altissima risoluzione evidenziano l'esistenza, nelle successioni marine tardo-quadernarie a largo della costiera amalfitana, di piccole faglie con rigetti verticali dell'ordine del metro, probabilmente collegate a strutture più profonde, che deformano la successione olocenica fino a circa 2 ka b.p. (CRISTOFALO, 1999; CONFORTI, 2003).

### **3.2 Elementi morfotettonici della Piana del Sele**

Diverse evidenze geomorfologiche attestano che l'alta piana del Sele è stata sede di fagliamenti anche dopo la deposizione del Complesso di Persano (par 2.3.2). Infatti il terrazzo del I ordine, che è il più alto ed esteso tra quelli che occupano la Piana del Sele, ed è impostato sui depositi del Complesso di Persano, (par. 2.3.2) risulta in diverse località spostato da faglie di rigetto metrico e decametrico. Fra i disturbi tettonici più importanti si cita la scarpata di faglia a direzione circa N45W che in località S.

Vito ribassa di una ventina di metri il terrazzo verso SW (AMATO *et al.*, 1991). Correlabile con questo movimento tettonico sembrerebbe l'origine dei terrazzi di II ordine presenti lungo i fianchi della forra con la quale il Tenza disseca oggi la sua conoide medio-pleistocenica, presso la confluenza Sele – Tenza e vicino la Stazione F.S. di Persano: questo lembo di terrazzo cavalca indisturbato la faglia di S. Vito ed appare perfettamente raccordato a quella parte di terrazzo di I ordine che era stata ribassata da detto lineamento tettonico (AMATO *et al.*, 1991). Un'altra scarpata di faglia di direzione appenninica è visibile a Mattina Grande e costituisce il limite esterno del terrazzo di I ordine (AMATO *et al.*, 1991). Altre dislocazioni e fratture sono evidenziate da incisioni rettilinee che dissecano profondamente il terrazzo di I ordine, spesso in direzioni discordanti con la massima pendenza dello stesso. Esse sono riconducibili a due sistemi principali, di cui uno appenninico e un altro antiappenninico (AMATO *et al.*, 1991). Anche a valle della scarpata di S. Vito si osservano lungo il corso del Sele sporadici e piccoli lembi terrazzati di II ordine sospesi di una quindicina di metri sul fiume ed incastrate di 15-20 m rispetto al ben più ampio terrazzo di I ordine. Essi hanno origine erosionale e risultano spesso impostati su o raccordati a intervalli più resistenti del Complesso di Persano (ghiaie più o meno cementate). Vista la grande differenza di maturità morfologica che distingue i pendii erosionali situati alla radice di tali ripiani rispetto alle scarpate che ne costituiscono l'orlo esterno, si ritiene che essi stiano comunque a testimoniare un antico livello di base fluviale stabilizzatosi per un periodo relativamente lungo dopo una prima modesta fase di reincisione del terrazzo di I ordine (AMATO *et al.*, 1991). La parte assiale delle ampie e svasate valli erosionali che essi testimoniano è stata certamente distrutta dalla ben più marcata fase di reincisione conosciuta dalla Piana nel corso della regressione eustatica wurmiana (AMATO *et al.*, 1991). A confermare che la dissezione dei terrazzi di II ordine sia avvenuta nel corso dell'ultimo glaciale vi è il fatto che la valle con la quale il basso tratto della valle del Sele taglia tali terrazzi disseca profondamente (di alcune decine di metri al di sotto l'odierno livello marino) anche i cordoni tirreniani della bassa piana. I bassi tratti delle valli wurmiane del Sele e del Calore risultano poi appiattite al fondo dalle successioni fluviali e transizionali oloceniche (AMATO *et al.*, 1991).

### **3.3 Caratteri morfostrutturali dei Monti Picentini**

Il massiccio dei Monti Picentini si presenta fortemente frammentato non solo per motivi strutturali e tettonici, ma soprattutto perché si presenta diffusamente dissezionato nella sua continuità morfologica dalle terminazioni di importanti solchi vallivi (valli del Bonea, del Tusciano, del Picentino, dell'Irno, del Solofrana, etc.) (GALDIERI, 1910).

Tuttavia, le vicissitudini tettoniche plio-quadernarie che hanno interessato il massiccio, determinando la successiva riduzione dell'alto morfologico a favore dell'ampliamento della piana del Sele, sono ben

testimoniate. Le loro tracce sono date da versanti e scarpate su faglia, gradini e ripiani che interrompono la continuità del profilo dei versanti, lembi relitti di antichi paesaggi erosionali (Paleosuperfici auct.) dislocati a varie quote, ma anche da depositi epiclastici, talora sganciati dalle aree alimentatrici e depositi di piana alluvionale sollevati (BRANCACCIO *et al.*, 1991;1995;1997; CAPALDI *et al.*,1988; CINQUE *et al.*,1988; AMATO *et al.*,1991). Il massiccio dei Monti Picentini è suddiviso in due compartimenti strutturali da un lineamento tettonico orientato NW-SE lungo circa 25 km che collega l'alta Valle dell' Irno con quella del fiume Sele. CAPALDI *et al.*,(1988) evidenziano che la parte meridionale dei Picentini (Gruppi dei Mai, dell'Accellica e del Polveracchio), strutturalmente più elevata, si presenta dominata dalla parte bassa della successione carbonatica mesozoica (Trias e Giura) che ha natura prevalentemente dolomitica e calcareo-dolomitica. I Picentini settentrionali (Gruppi del Terminio e del Cervialto) sono invece essenzialmente calcarei, perché vi affiora la parte alto-giurassica e cretacea della successione. A questa differenziazione litologica corrispondono anche delle differenze del paesaggio, con i Picentini meridionali molto più dissezionati dall'erosione lineare e più ricchi di formazioni epiclastiche, ed i Picentini settentrionali, che hanno risposto soprattutto ai processi areali ed al carsismo, con una fisiografia che riflette ancora in modo leggibile lo stile "scatolare" conferitogli dalla tettonica a blocchi.

Gli stessi Autori evidenziano anche che lo stile a blocchi quadrilateri variamente sollevati, che scandisce a livello regionale l'alternarsi di massicci calcarei e di depressioni (quasi sistematicamente occupate da unità terrigene) si ripete, a scala minore, all'interno dei Picentini. Qui, però, gli affioramenti di unità terrigene (cicli sedimentari miocenici e coltri "flyschoidi" ad essi associate) sono estremamente rari, anche all'interno dei bassi relativi. Questa differenza dipende dalla diversa età delle due categorie di depressioni strutturali: le prime dovevano essere già impostate quando le grosse fasi di denudamento che accompagnarono l'emergere della catena regolarizzarono il paesaggio liberando gli "alti" (gli odierni massicci carbonatici) dalle coperture terrigene, che invece rimasero protette nei "bassi". Le più modeste depressioni interne ai massicci, o almeno alcune di esse, si sono invece generate a denudazione dei calcari già avvenuta.

L'età della definitiva emersione di questo settore della catena sud-appenninica rimane largamente incerta a causa della mancanza sul massiccio di formazioni marine più recenti del Serravalliano.

In BRANCACCIO *et al.*,(1987), vengono ascritte al Miocene finale le prime fasi di modellamento subaereo dei Picentini. Alcuni indizi geologici e geomorfologici, valutati a scala regionale, portano gli autori a ritenere che fino all'inizio del Pleistocene l'area conobbe un periodo durante il quale le dislocazioni verticali furono di modesta portata ed ampiamente distanziate, tanto nel tempo che nello spazio. A tale periodo gli Autori ascrivono il modellamento policiclico di un paesaggio caratterizzato da un grado di maturità relativamente elevato (versanti di faglia ridotti fino a pendenze inferiori ai 15°

- 20°; ampiezza del rilievo di poche centinaia di metri). A questo paesaggio “pliocenico” si fa riferimento con il termine di “Paleosuperficie”.

BRANCACCIO *et al.*, (1987) e CAPALDI *et al.*, (1988) imputano all’intervento di dislocazioni verticali quaternarie la presenza di lembi della originaria paleosuperficie di limitata estensione, presenti a diverse quote.

Il più ampio relitto della Paleosuperficie si trova sulla sommità del Monte Polveracchio (località Lagarelli, e si estende fra i 1600 e i 1400 metri di quota circa, con un’inclinazione tra i 5° ed i 10° verso NW. Lembi minori si trovano a quote variabili e, in qualche caso, hanno assunto posizione di bassi relativi rispetto ai blocchi circostanti per cui si presentano mascherati da più recenti coperture sedimentarie. I lembi in posizione di alto relativo sono più o meno rimodellati e ridotti in estensione dal modellamento retrogrado dei versanti perimetrali CAPALDI *et al.*, (1988).

In casi estremi, la preesistenza di una spianata sommitale è testimoniata dalla presenza di doline di dissoluzione su certe creste (come, ad esempio, sulla cima del Monte Cervialto, 1800 m s.l.m.), oppure dall’andamento suborizzontale di certi crinali, anche questi recanti talvolta doline inattive e catturate (crinale sommitale del Monte Accellica, a 1600 m s.l.m., del Monte della Croce, a 1530 m s.l.m. e del Varco delle Tavole, a 1370 m s.l.m.) CAPALDI *et al.*, (1988).

Sulla spianata di Lagarelli si rinvencono sporadici e modesti lembi di brecce cementate e vacuolari (Brecce di Lagarelli) che rappresentano piccole falde e coni detritici accumulatisi al piede dei pendii che bordano le forme carsiche e fluvio-carsiche di questo pianoro inclinato. Con esattezza la posizione cronologica di questi depositi non è chiarita, ma vanno comunque collocati in una fase tardiva di modellamento (o rimodellamento) della Paleosuperficie e ritenuti anteriori alle prime dislocazioni tettoniche che la smembrarono CAPALDI *et al.*, (1988).

Affioramenti di queste stesse brecce CAPALDI *et al.*, (1988) si osservano, infatti, anche sul lembo di paleosuperficie di località Piano Noresi (a quota 1300 circa), il quale si trova a Nord di quello di Lagarelli e ne è separato da un versante di faglia avente un grado di maturità tipico delle scarpate create dalla più antica fase neotettonica.

CAPALDI *et al.*, (1988) e BRANCACCIO *et al.*, (1995) evidenziano che una prima fase di frammentazione del rilievo nei Monti Picentini sarebbe avvenuta nel Pleistocene Inf.

Nell’intera area studiata si riconoscono frequenti elementi morfostrutturali che testimoniano di questa prima fase tettonica post-Paleosuperficie. Si tratta di versanti di faglia che presentano il maggior grado di maturità morfologica fra tutti quelli ascrivibili alla neotettonica. Essi realizzano rigetti fino a 500 metri, hanno orientazioni ampiamente variabili. Questa variabilità di orientazioni è certamente legata alla coesistenza, a fianco ai piani di faglia neoformati, di frequenti movimenti di riattivazione lungo le discontinuità tettoniche preesistenti. Essi sono caratterizzati da pendenze medie comprese fra

i 25° ed i 30°. Soprattutto quando si aprono in rocce dolomitiche e/o intensamente fratturate, questi pendii sono affetti da intensa dissezione lineare e l'anastomosi dei ventagli torrentizi di testata può creare un elemento sensibilmente più ripido del tratto superiore del versante stesso.

CAPALDI *et al.*, (1988) correlano a questa prima fase di disgiunzione la deposizione dei Conglomerati Iumaiano-Montenero, affioranti ad alte quote (1100-1300 m) sul M. Polveracchio e sul M. Accellica e di quelli di Eboli.

La prima fase neotettonica trova evidenza anche in una serie di formazioni epiclastiche continentali, che si produssero principalmente dal modellamento dei versanti di faglia neoformati. A questo gruppo di depositi fu attribuito informalmente il nome di "Conglomerati Iumaiano-Montenero", dai toponimi di due località, una sul versante settentrionale ed una su quello meridionale del Monte Polveracchio, ove esso è più ampiamente rappresentato. Si tratta di conglomerati a clasti calcareo-dolomitici da spigolosi a sub-arrotondati, generalmente ben cementati e stratoidi, le cui caratteristiche lito-sedimentologiche indicano facies variabili da falde detritiche (anche con episodi caotici da frane da crollo) a conoidi a fasce proluviali alimentate da ricorrenti colate detritiche parzialmente rielaborate da acque dilavanti o incanalate. Ad occidente, altri affioramenti si trovano a partire dalla base della cima del Monte Accellica a quota 950 m s.l.m. come il ripiano "La Mola" deposto dopo la prima tettonizzazione della paleosuperficie e successivamente fagliato e sospeso da una intensa fase di erosione.

I depositi sono costituiti da conglomerati a clasti calcarei poco arrotondati con stratificazione decimetrica avente giacitura suborizzontale.

CAPALDI *et al.*, (1988) evidenziano che nel Gruppo del Cervialto la prima fase di surrezione e smembramento della Paleosuperficie non ha prodotto formazioni detritiche ascrivibili alla generazione dei Conglomerati Iumaiano-Montenero. In questo settore, piuttosto, alla base di versanti di faglia maturi si modellarono campi tettono-carsici posti ad altitudine di 1100-1200 metri lungo i bordi del Monte Cervialto (Piano Migliato di Calabritto, Piano Migliato di Bagnoli, Piano Cupone, Piano Laceno). In qualche caso essi si sviluppavano su lembi ribassati della Paleosuperficie, in altri su depressioni di angolo di faglia. E' presumibile che in queste aree i prodotti della degradazione dei versanti di faglia, generati a ritmi più lenti per la minore tettonizzazione della roccia e ridotti dal carsismo già lungo il pendio, venivano alla fine dissolti dalle periodiche acque di esondazione dei polje, non potendo in tal modo dare origine a depositi clastici pedemontani.

Gli stessi Autori, notando che i versanti di faglia creati dalle prime dislocazioni neotettoniche hanno pendenze leggermente più forti (anche se non superano i 35°) di quelli grosso modo coevi dei Picentini calcareo-dolomitici, trovano spiegazione sia nell'azione di continuo arretramento del piede esercitata dal polje sui quali essi discendono, sia nel fatto che il loro modellamento è stato pilotato da

un più alto valore soglia delle pendenze (angolo massimo per le pendenze del regolite) e ciò a causa dello scarso ruolo delle acque dilavanti hanno potuto giocare su queste tipologie più resistenti e più permeabili.

In sintesi in CAPALDI *et al.*, (1988) si segnala all'interno del massiccio la registrazione di tre distinte crisi tettoniche surrettive alternate a fasi di modellamento di morfologie erosionali e/o deposizionali. La prima fase neotettonica ha smembrato a varie quote lembi della Paleosuperficie ed i versanti che si sono individuati, soggetti ad erosione hanno alimentato il piedimonte formando almeno la parte bassa dei Conglomerati di Eboli. La II fase neotettonica smembra i Conglomerati di Eboli ed è seguita da una fase di erosione durante la quale si modella un glacis d'erosione sull'Eboli. In questo periodo vi è la deposizione della successione lacustre di Tizzano (CAPALDI *et al.*, 1988; PORRECA *et al.*, 2003) e dei terrazzi fluviali di V.ne delle Grottele.

La III fase neotettonica provoca il sollevamento ulteriore del massiccio accompagnato dal basculamento del glacis d'erosione. (vedi CINQUE *et al.*, 1988; CAPALDI *et al.*, 1988) e viene la deposizione del lacustre di Acerno (CAPALDI *et al.*, 1988; MUNNO *et al.*, 2003) e dei conglomeratici dei Piani di Giffoni (CAPALDI *et al.*, 1988) seguita da dissezione.

Questa fase di dislocazione ridisegna il perimetro dell'area subsidente nella quale si accumula il Complesso di Persano dal Pleistocene medio (AMATO *et al.*, 1991).

### 4.1 Utilità dell'approccio geomorfologico-strutturale

La ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica e morfotettonica del settore di Appennino campano-lucano includente la Piana del Sele ed il massiccio dei Monti Picentini, obiettivo di questo studio, è stata condotta utilizzando, come elemento portante, un approccio di tipo geomorfologico-strutturale.

Questo tipo di approccio risulta particolarmente favorevole alla ricostruzione delle tappe dell'evoluzione di aree che, come quella in oggetto, sono state interessate da una intensa ed articolata storia tettonica nel corso del Plio-Quaternario. Con esso è, infatti, possibile riconoscere ed interpretare geneticamente forme controllate dalla natura dei corpi geologici e/o dall'attività della tettonica e, pertanto, individuare le strutture tettoniche a grande scala.

Inoltre, tale metodologia permette di scandire gli eventi geomorfologico/tettonici occorsi in una data area e riordinare le sequenze di eventi attraverso la ricostruzione dei rapporti di cronologia relativa tra forme tettoniche e forme eroso-deposizionali.

Con uno studio geomorfologico-strutturale è anche possibile ricostruire e stimare i movimenti verticali relativi ed, in alcuni casi, anche assoluti, che hanno interessato aree di catena che, come quella oggetto del presente studio siano emerse (in tutto o in parte) precocemente rispetto ad una perdurante tettonica: nel caso del massiccio dei Monti Picentini, l'emersione è probabilmente occorsa fino dal Miocene alto, mentre considerevoli dislocazioni sono continuate per gran parte del Quaternario. In simili situazioni possono mancare, o essere rari, indicatori stratigrafici e/o altimetrici (ad es. linee di riva, depositi litorali) delle dislocazioni. Tuttavia, anche in queste circostanze, uno studio morfostrutturale permette nei due casi di ottenere, o dettagliare, la ricostruzione e valutazione i movimenti verticali assoluti/relativi attraverso l'utilizzo di elementi di riferimento plano-altimetrici testimoniati antichi livelli base locali o regionali in sostituzione di quelli di tipo altimetrico-stratigrafici. Gli elementi di riferimento di tipo geomorfologico sono costituiti da ripiani erosionali, terrazzi o morfologie erosionali relitte testimoniati antiche e protratte fasi di addolcimento del rilievo riconducibili a livelli di base diversi dall'attuale quali le Paleosuperfici Auct..

Inoltre, attraverso la correlazione dei livelli di riferimento erosionali non datati/databili con altre forme o depositi datati, è possibile pervenire anche all'inquadramento cronologico degli eventi riconosciuti pur in mancanza di dati di età "diretti".



Uno studio di questo tipo si avvantaggia fortemente della eventuale presenza di depositi continentali da porre in relazione con gli eventi di disgiunzione, ciò che può essere fatto per mezzo di dettagliate analisi morfostratigrafiche e di facies.

L'area dei Monti Picentini-Piana del Sele è particolarmente favorevole al tipo di studio condotto in quanto, come attestano anche studi precedenti (CAPALDI *et al.*, 1988; CINQUE *et al.*, 1988; BRANCACCIO *et al.*, 1991; 1995), in essa sono concentrate numerose e diverse evidenze morfostrutturali e morfostratigrafiche tali da poter consentire ricostruzioni dettagliate ed anche cronologicamente inquadrare grazie alla disponibilità di corpi sedimentari datati. .

Infatti, la natura prevalentemente carbonatica dei volumi rocciosi e l'intenso grado di fratturazione che talora li caratterizza hanno garantito, da una parte, la conservazione di relitti risalenti anche agli episodi morfogenetici più antichi e, dall'altra, una erodibilità abbastanza elevata da consentire la registrazione morfologica anche delle fasi di modellamento meno intense e/o meno protratte.

Alla relativa abbondanza di forme si accompagna anche quella di depositi -tutti continentali, ma alcuni di notevole valenza paleogeografica e paleoclimatica che facilita la discriminazione ed il riordino cronologico relativo degli eventi tettonici quaternari e delle interposte fasi di morfogenesi. Inoltre, alcune di dette formazioni contengono intercalazioni piroclastiche poco alterate e già datate (CINQUE *et al.*, 1988) offrendo la possibilità di fissare altrettanti punti fermi nelle sequenze morfoevolutive.

A ciò si aggiunge che i Monti Picentini, pur rappresentando un ottimo campione del settore assiale della catena sud-appenninica, si trovano immediatamente alle spalle della piana costiera del fiume Sele, la cui evoluzione quaternaria si va chiarendo anche grazie alla presenza di diverse generazioni di depositi costieri datati.

Il confronto e l'integrazione dei dati cronologici ricavati sull'area costiera con quelli ottenuti all'interno del massiccio è reso possibile dalla presenza, sia lungo i versanti bordieri che all'interno del massiccio, di numerose formazioni fluvio-torrentizie terrazzate in più ordini e, a volte, sospese. Queste sono caratterizzate da facies prossimali che vanno da detriti di falda ad alluvioni grossolane intravallive e conoidi torrentizie. Le quote cui si rinvencono tali depositi sono comprese tra 700 ed oltre 1200 metri s.l.m., quindi i lembi più alti si collocano poco a valle delle paleosuperfici sommitali, di probabile età pliocenica. Altri lembi sembrano addirittura fondersi morfologicamente con lembi di paleosuperfici, per cui potrebbero essere coevi di queste. Localmente (bacini di Tizzano ed Acerno ed altre depressioni minori) si hanno anche facies lacustri: per quelle dei bacini di Tizzano ed Acerno si dispone anche di nuovi vincoli tefrostratigrafici, palinologici e magnetostatigrafici (MUNNO *et al.*, 2001; PORRECA *et al.*, 2003).

Nell'ambito di questi terreni, in alcuni casi è stata riconosciuta, soprattutto in base ai rapporti di "incastro morfologico", l'esistenza di più fasi di accumulo, separate da eventi tettonici e/o erosivi che hanno fatto cambiare i livelli di base locali CAPALDI *et al.*, (1988).

Al fine di delineare con più dettaglio l'evoluzione tettonica e sedimentaria di questa rappresentativa zona del margine tirrenico si è condotto sui Monti Picentini uno studio morfotettonico avente come obiettivo la mappatura ed il raggruppamento in più ordini dei vari lembi di paleosuperfici, dei fondi di antichi campi tettono-carsici e dei terrazzi impostati sulle predette formazioni continentali antiche. Queste ultime sono state distinte in più generazioni (come in parte è stato già fatto da CAPALDI *et al.*, (1988) sfruttando soprattutto criteri geomorfologici e allo stratigrafici: infatti, distinzioni su basi stratigrafiche e sedimentologiche risultano difficili per la grande ripetitività delle facies. Per gli accumuli entro valli aperte verso la Piana, si sono definite le probabili quote assolute dell'epoca. Parallelamente si è condotta una mappatura delle scarpate di faglia che hanno influito sulla evoluzione geomorfologica e sedimentaria disegnando a più riprese i depocentri o i campi carsici, ovvero troncando paleosuperfici e dislocando terrazzi di accumulo. Ciò per poter riconoscere tramite l'analisi dei rapporti cross-cut, legami causa-effetto e, quindi, relazioni temporali, tra eventi di fagliazione ed eventi sedimentari. In altri termini, per distinguere, all'interno del reticolato di faglie, linee di maggiore e minore antichità. Da ciò si sono potuti quindi ricavare degli schemi che mostrano le geometrie della fagliazione a blocchi in vari stadi evolutivi anche con l'analisi del grado di maturità dei versanti.

Un aspetto metodologico rilevante in questo tipo di studi è quello delle correlazioni geomorfologiche tra lembi di superfici terrazzate, siano esse d'erosione che di accumulo. Questo aspetto è risultato di importanza fondamentale nelle correlazioni tra massiccio e piana (ad esempio, tra i lembi conglomeratici presenti lungo i bordi dei M. Picentini e quelli delle colline di Eboli). Questa correlazione è stata basata non solo sul criterio altimetrico (criterio che va in crisi quando ci sono dislocazioni tettoniche relative), ma utilizzando anche altre evidenze di correlabilità: ad esempio grado di maturità e di rimodellamento delle forme, la loro posizione relativa nell'ambito di morfosequenze, tipi di paleosuoli associati, ecc.

Al fine di ricostruire l'evoluzione morfotettonica e sedimentaria del settore oggetto di studio, cruciale è stata l'esigenza di integrare i dati raccolti nei rilievi bordieri alla Piana del Sele con quelli derivanti dalla Piana stessa. E' apparso pertanto necessario approfondire le conoscenze sui caratteri geologici, stratigrafici e geomorfologici delle già riconosciute unità stratigrafiche presenti nella Piana del Sele. Inoltre, la ricerca si è avvalsa dello studio delle unità sedimentarie neo-istituite con i rilevamenti del Foglio 486 "Foce del Sele", ai quali lo scrivente ha partecipato in qualità di

rilevatore. L'integrazione dei dati raccolti con il rilevamento di superficie, che si è avvalso anche dell'analisi di carte a diversa scala, con quelli derivanti da analisi sedimentologiche, paleontologiche e palinologiche condotte sui depositi presenti in sottosuolo (derivanti da 10 sondaggi) da altri partecipanti al progetto, ha consentito di meglio definire l'estensione di unità già note, di riconoscere nuove unità stratigrafiche, di operare suddivisioni all'interno di passati accorpamenti formazionali e, infine, di meglio chiarire i rapporti geometrici e cronologici tra i vari terreni.

Infine, al fine di ottenere vincoli utili alla ricostruzione della storia dei movimenti verticali che hanno interessato l'area, sono state tentate delle correlazioni terra-mare utilizzando i dati derivanti dall'*offshore* (Golfo di Salerno), quali log stratigrafici, criticamente rivisti.

## 4.2 Analisi del reticolo idrografico

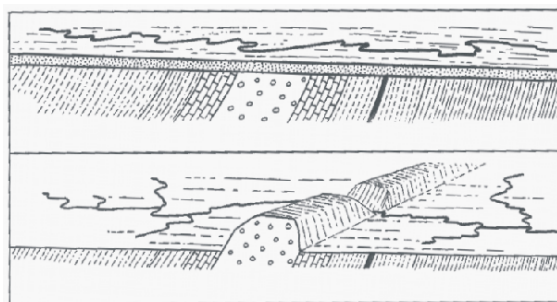
La geometria del reticolo idrografico mostrato da una determinata zona è chiaramente funzione del tipo di roccia affiorante, delle sue proprietà fisiche (compattezza, durezza, permeabilità e solubilità), nonché della morfologia e della tettonica esistente in quella zona. Cioè esso conserva, come *pattern*, gli effetti dell'evoluzione morfotettonica, nonché di un contesto morfostrutturale preesistente di cui può costituire la chiave interpretativa.(SUMMERFIELD,1991).

L'inadattamento litostrutturale dell'idrografia si esplica in situazioni di *sovrimposizione* o di *antecedenza*.

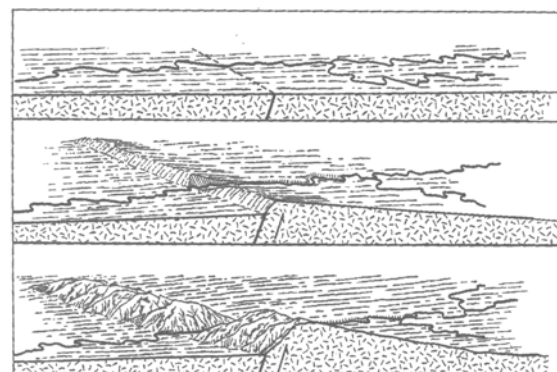
Si indica con il termine di sovrimposizione (fig. 4.1), o epigenesi, la permanenza del tracciato d'un corso d'acqua durante l'incisione quando esso incontra in profondità condizioni litostrutturali diverse da quelle che avevano determinato il tracciato stesso (CASTIGLIONI, 1986).

La situazione più comune è quella di un tracciato fluviale inizialmente impostato su una pianura alluvionale che successivamente alla progressiva erosione della coltre sedimentaria, viene posto a contatto il corso d'acqua con il substrato, nel quale esso scava un tratto vallivo.

L' antecedenza (fig. 4.2) si verifica invece, quando il corso d'acqua mantiene il suo tracciato



**Figura 4.1-** Schema illustrativo della sovrimposizione. Da Lobeck, (1939) ridisegnato.



**Figura 4.2** – Schema illustrativo dell'antecedenza. Da Lobeck, 1939 ridisegnato.

attraverso una struttura tettonica attiva rispetto alla quale il corso d'acqua è più antico ovvero antecedente.

Su carte topografiche in scala 1:25000 è stato mappato il reticolo idrografico del massiccio dei Monti Picentini da cui sono state possibili effettuare considerazioni geomorfologiche sia di ambito locale che generale.

Si è definita la tipologia dei pattern idrografici, si è apprezzata la distribuzione della densità di drenaggio, nonché l'individuazione di tratti vallivi susseguenti, gomiti di cattura, deviazioni di corsi d'acqua ecc..

### 4.3 Analisi dei versanti

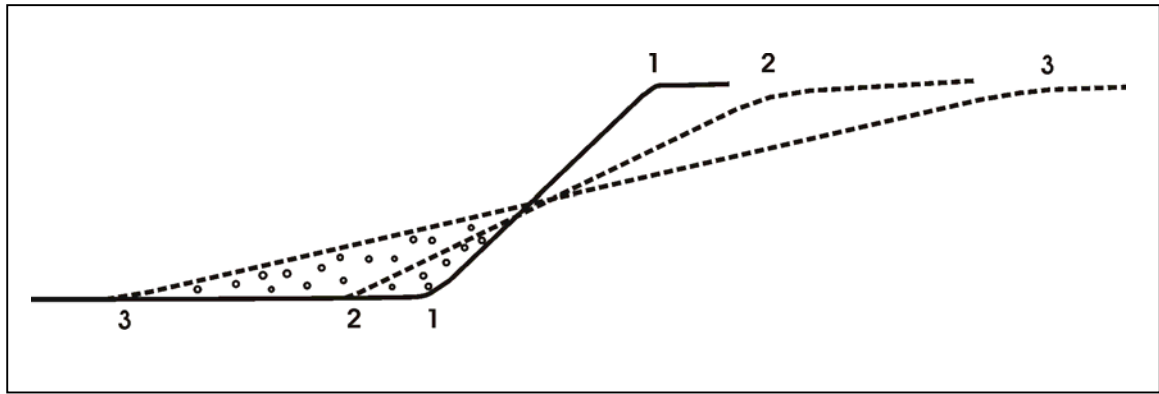
La zona di studio include l'area montuosa dei Monti Picentini, che è caratterizzata anche al suo interno dalla diffusa presenza di versanti con variabili orientazioni e forma diversa sia in pianta (maggiore o minore rettilinearità) che in profilo (variabile pendenza; profili rettilinei o interrotti dalla presenza di ripiani a mezza costa). L'analisi dei versanti può fornire informazioni di grande importanza sull'origine di queste forme, in quanto esse possono essere costituire forme strutturali derivanti non solo da un controllo litostrutturale, ma anche da un controllo attivo o passivo della tettonica. Inoltre, tale analisi permette di individuare e scandire eventuali tappe nella loro evoluzione, siano esse legate ad una discontinua storia delle dislocazioni o dei sollevamenti a grande scala e conseguenti variazioni dei livelli di base. Infine, l'esame della pendenza dei versanti può fornire informazioni sulla loro età.

Lo studio dei versanti risulta pertanto di importanza cruciale in un tipo di studio quale quello che è stato affrontato. Per tale ragione, appare utile indicare le più accreditate interpretazioni delle modalità di evoluzione dei versanti.

I principali modelli di evoluzione dei versanti sono lo *slope decline*, il *parallel retreat* e lo *slope replacement* nelle sue varianti (Lehmann, Richter).

Il primo è quello classico di DAVIS, (1899), definito da YOUNG, (1972) come *slope decline* (fig. 4.3). La progressiva diminuzione della pendenza, che lo caratterizza, deriva dal fatto che l'erosione è massima nella zona sommitale, e invece a valle il materiale rimosso viene compensato in misura progressivamente crescente da quello proveniente dall'alto.

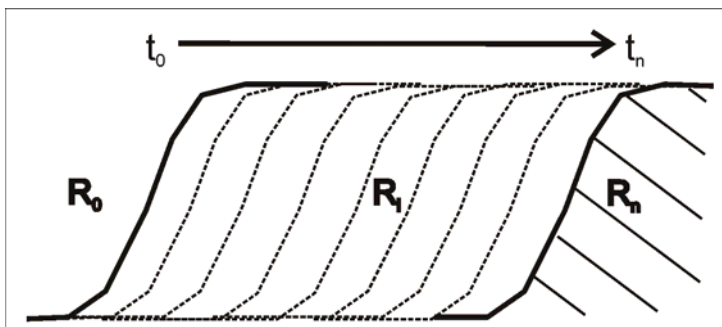
Questo modello evolutivo si applica, in regime di biostasia, a rocce che si degradano in prodotti di alterazione fine. I processi dominanti sono quelli di alterazione chimica, di *creep* e di deposizione al piede del versante dei prodotti di alterazione asportati.



**Figura 4.3** - Modello schematico di evoluzione di versante *slope decline*.

Il modello del *parallel retreat* (KING, 1953; 1957; fig. 4.4) si verifica generalmente in rocce coerenti e pseudocoerenti (argille), quando il tasso col quale avviene l'asportazione dei frammenti rocciosi dalla base del versante è analogo a quello di produzione dei frammenti stessi della scarpata. Un'efficace asportazione avviene grazie allo *sheet-wash* che determina, nelle regioni a clima arido, lo sviluppo di *pediment*.

Lungo le falesie, ai margini di polje, lungo versanti dove avviene al piede erosione fluviale o dove l'erosione al piede del versante è elevata per l'affiorare di termini litologici fortemente erodibili, si può avere una evoluzione di questo tipo.



**Figura 4.4** - Modello schematico di evoluzione di versante *parallel retreat*. R = arretramento parallelo subito dal versante al tempo t.

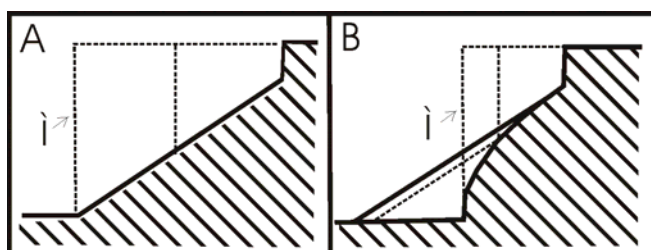
Infine, il modello dello *slope replacement*, inizialmente proposto da PENCK, (1924) e successivamente approfondito, anche su basi teoriche, da LEHMANN, (1933) prevede l'arretramento, parallelamente a se stessa, di una scarpata costituita da roccia coerente (*free face*), la cui altezza si riduce per innalzamento del piede della scarpata. Alla base di essa si sviluppa un versante di sostituzione che può supportare (Lehmann) o meno (Richter) una copertura detritica. La presenza di quest'ultima dipende dalle condizioni topografiche intorno al piede del versante che possono o meno consentire l'accumulo di detrito (fig. 4.5).

Il versante di Richter è una forma relativamente stabile nel tempo, perché la sua inclinazione è insufficiente a determinare l'ulteriore distacco di detriti per gravità. Il tasso di arretramento della scarpata dipende dall'efficacia con la quale la degradazione meteorica provvede a produrre detriti.

Il versante di Lehmann presenta una superficie diacrona di forma paraboloidale in substrato roccioso, dovuta al fatto che, ferme restando le altre condizioni (clima e litologia), oltre a ridursi l'apporto di clasti dalla parete, che progressivamente si riduce in altezza, aumenta anche la superficie sulla quale si distribuiscono i detriti.

Entrambi i versanti presentano una pendenza di circa 30-35° e questo tipo di evoluzione si verifica in regime di resistasia, cioè laddove dominano i processi di degradazione fisica.

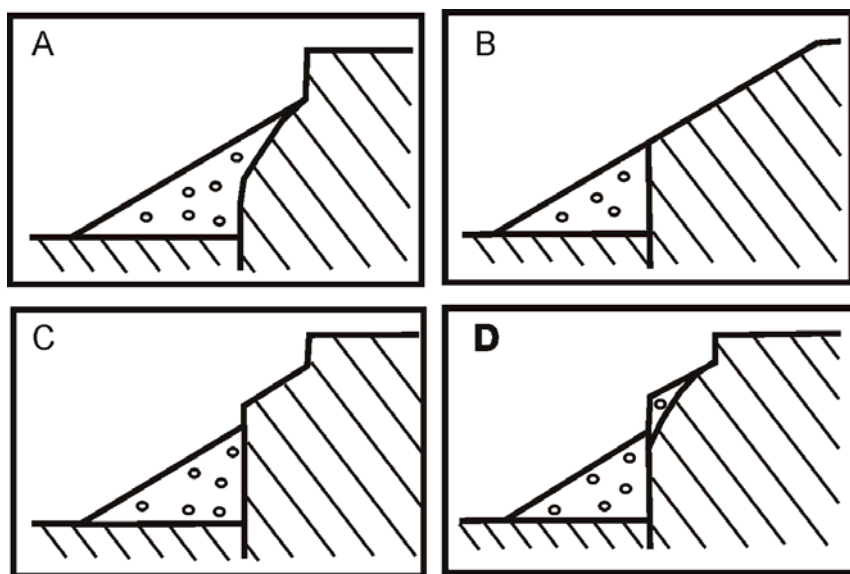
Questo tipo di evoluzione si riscontra, per un insieme di fattori litologici, tettonici e climatici, nei versanti di faglia in rocce carbonatiche dell' Appennino meridionale (BRANCACCIO *et al.*, 1979).



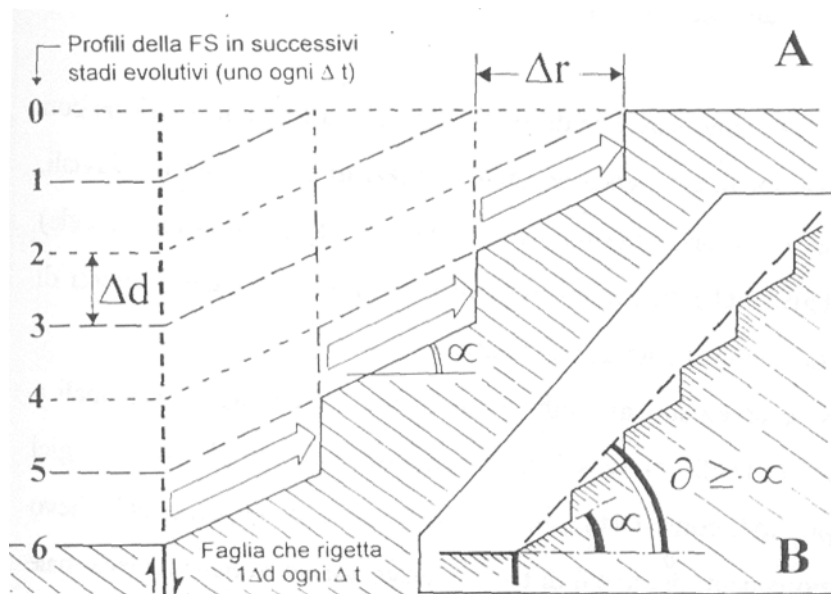
**Figura 4.5** - Evoluzione di una scarpata soggetta a *slope replacement*. A: senza accumulo di falda detritica basale (Versante di Richter); B: con crescita di una falda detritica basale (Versante di Lehmann) che determina il modellamento a paraboloidale nel nucleo roccioso sottoposto al detrito. *i*: pendio iniziale. da (ASCIONE & CINQUE, 1997) ridisegnato.

Se il modellamento del versante interagisce con l'attività della faglia posta al suo piede, il profilo risultante del versante (e/o del nucleo roccioso) può discostarsi sensibilmente dalla forma teorica e presentare, ad esempio, una pendenza maggiore o dei gradini che ne interrompono la rettilinearità.

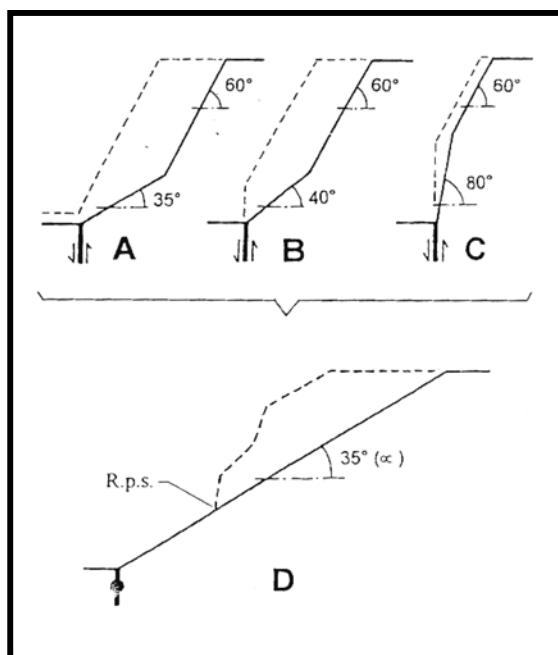
A tal proposito (CINQUE *et al.*, 1993; ASCIONE & CINQUE, 1997) hanno analizzato le interazioni fra *slope replacement* ed attività tettonica, individuando quattro possibili casi (fig. 4.6). Poiché la sostituzione del versante procede ad un ritmo relativamente costante, la forma complessiva del versante di faglia può fornire utili indicazioni sull'attività della faglia.



**Figura 4.6** -Evoluzione di un Versante di Lehmann che sottende una faglia attiva durante il *replacement*. A: la faglia è attiva solo durante la prima parte del *replacement*; B: la faglia è attiva durante tutto il *replacement*; C: la faglia è stata attiva subito dopo il *replacement*; D: la faglia è stata attiva dopo un lungo periodo di inattività. da (ASCIONE & CINQUE, 1997) ridisegnato.



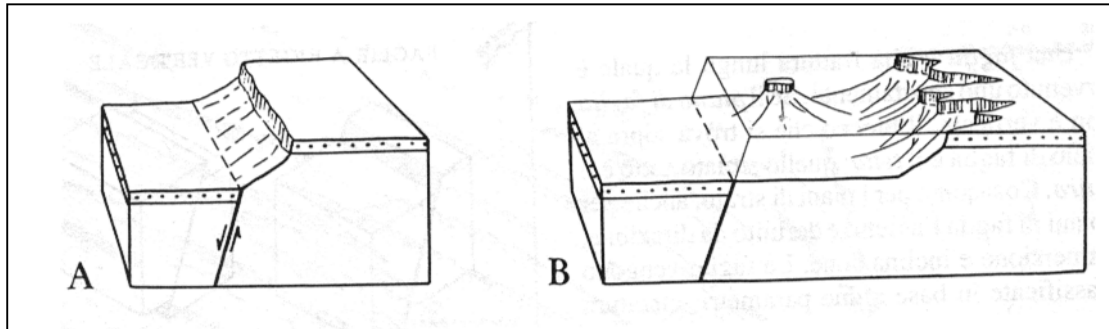
**Figura 4.7** - Evoluzione di un versante di Richter che sottende una faglia attiva durante il *replacement*.  $\alpha$ , angolo di pendenza dei vari tratti di *replacement* indotti dalla faglia;  $\delta$ , angolo di inclinazione media del pendio;  $d$ , dislocazione;  $t$ , tempo;  $r$ , arretramento. da (Ascione & Cinque, 1997)



**Figura 4.8** - Esempi di risposta geomorfologica di una scarpata di faglia a differenti ritmi medi di dislocazione seguiti ad un periodo di dislocazione rapida. Il ritmo medio di dislocazione della faglia. Rispetto all'azione erosiva, più lento (A), leggermente più veloce (B), molto più veloce (C). D: scarpata di faglia a cui tendono i casi A,B,C in seguito ad una lunga stasi tettonica. da (ASCIONE & CINQUE, 1997).

## 4.4 Morfotettonica e morfoselezione

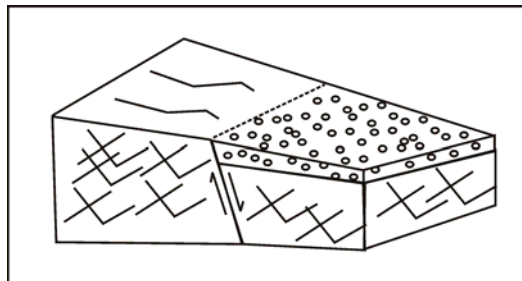
Le principali forme tettoniche associate alle faglie sono le scarpate di faglia (fig. 4.9).



**Figura 4.9** - Scarpata di faglia A e scarpata di faglia degradata B. Da Miller e Westerback 1989, ridisegnato.

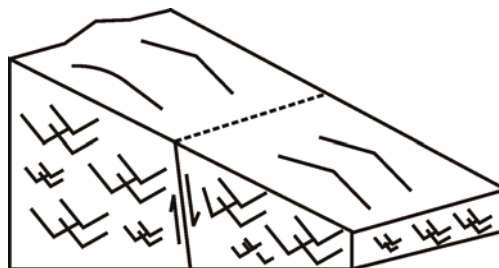
Non sempre ad una faglia però corrisponde una scarpata e, in generale, le ragioni principali possono essere le seguenti:

- perché il gradino morfologico che si produce viene via via mascherato dai detriti di demolizione della scarpata stessa (fig. 4.10);



**Figura 4.10**

- perché i tempi del movimento tettonico sono inferiori o uguali a quelli di spianamento, per cui la scarpata non riesce a formarsi per l'erosione (fig. 4.11);



**Figura 4.11**



- perché la scarpata risulta arretrata rispetto alla posizione originaria, cioè l'erosione ha fatto retrocedere il gradino prodotto dalla faglia (fig. 4.12);

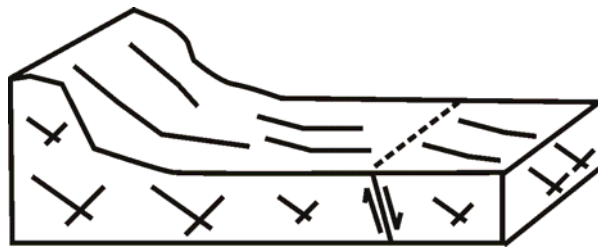


Figura 4.12

- perché la faglia è di tipo trascorrente, senza una componente verticale che possa produrre una scarpata (fig. 4.13);

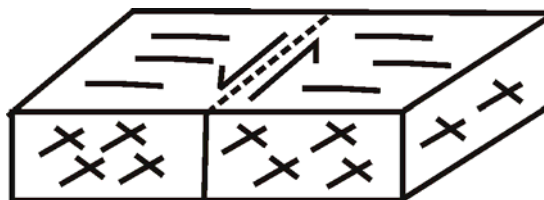


Figura 4.13

L'erosione lineare dei corsi d'acqua trasversali alla scarpata porta al modellamento di questa in faccette triangolari e/o trapezoidali.

Le faccette triangolari e *flat iron* sono forme convergenti, analoghe per l'aspetto ma differenti per genesi (FAIRBRIDGE, 1968). L'analogia è particolarmente evidente nel caso di una gradinata di faglia, laddove i blocchi fagliati simulano pacchi di strati a franapoggio.

In figura (4.14) sono riportati esempi schematici di forme del rilievo modellatesi in seguito alla demolizione della scarpata di faglia.

In (fig. 4.14a) si evidenziano le faccette triangolari e trapezoidali dove ognuna di esse è formata da una sezione avente per base (maggiore, se trapezoidale) il limite inferiore della scarpata, per base minore (se trapezoidale) o vertice (se triangolare) la sommità della scarpata e per lati i due fianchi dei versanti dei corsi d'acqua che la incidono. Queste faccette sono tanto più evidenti quanto più è stato recente il movimento della faglia.

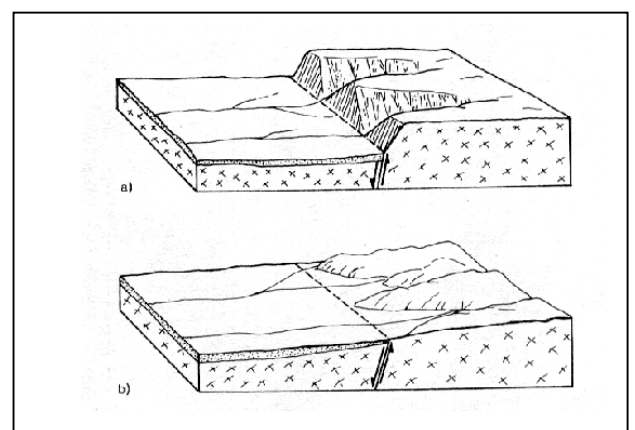
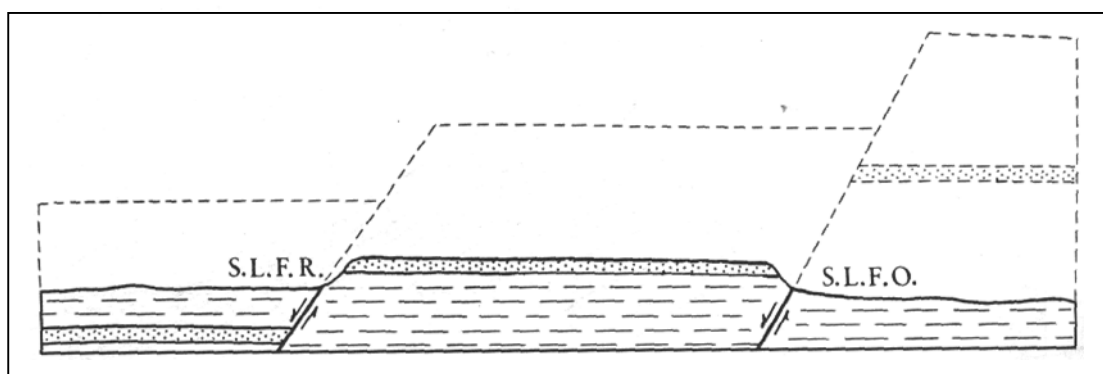


Figura 4.14 – Panizza, 1992 ridisegnato

In (fig. 4.14b) la scarpata di faglia risulta poco riconoscibile, erosa e demolita nella sua parte sollevata, obliterata dalla deposizione dei detriti prodottisi in quella abbassata, e si giunge a forme del rilievo che nel complesso appaiono più o meno arretrate rispetto alla posizione in cui si è prodotta la faglia e quindi della scarpata originaria, per effetto sia dei processi areali che lineari.

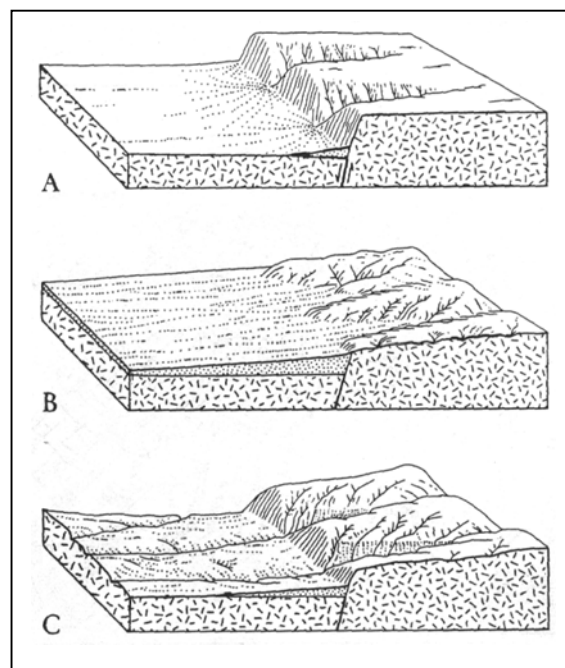
Le principali forme di erosione selettiva associate alle faglie sono le scarpate di linea di faglia (DAVIS, 1913) di due tipi. Quella congruente rispetto alla struttura tettonica è la scarpata di faglia resequente; quella incongrua, speculare rispetto alla struttura, è la scarpata in linea di faglia obsequente.

Nella (fig. 4.15) viene mostrata lo sviluppo di una scarpata di linea di faglia resequente (a sinistra) e di una scarpata di linea di faglia obsequente (a destra), a seguito dell'erosione selettiva di una gradinata di faglia la cui origine precede il modellamento erosivo.



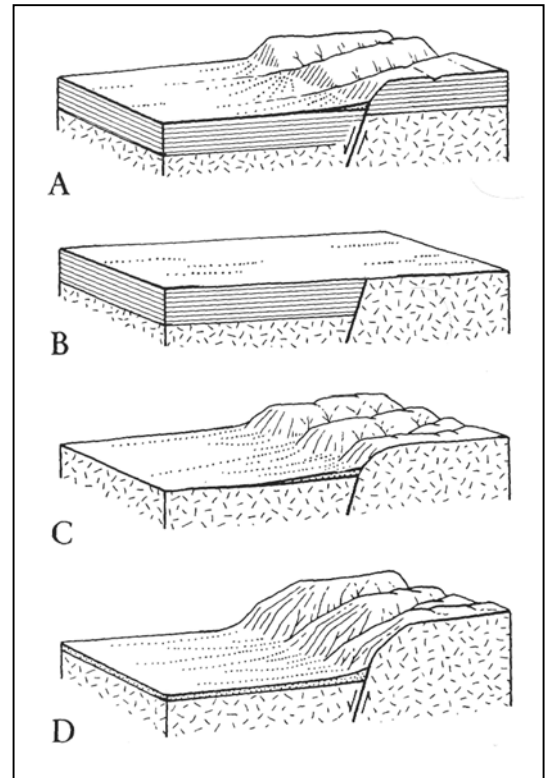
**Figura 4.15** - Da Miller & Westerback, 1989 ridisegnato.

La figura (4.16) mostra la trasformazione della stessa scarpata da forma tettonica (fase A) a forma litostrutturale (fase C); nello stadio finale la scarpata non è dovuta ad una ripresa dell'attività tettonica, ma si è formata invece per erosione selettiva della coltre alluvionale conseguente ad un abbassamento del livello di base derivato magari da un sollevamento tettonico generalizzato. Il riconoscimento è reso possibile dalla presenza di lembi residui della copertura alluvionale preservati nelle valli trasversali rispetto alla scarpata.



**Figura 4.16** - Da D. Johnson 1939, modificato

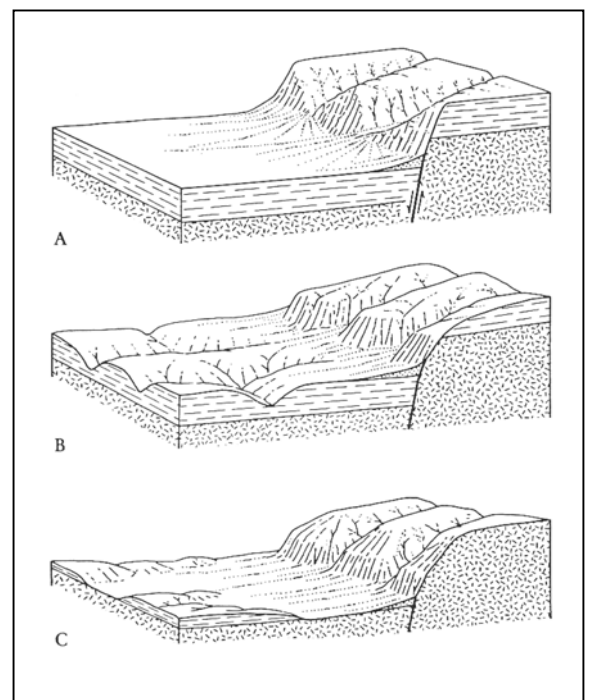
La figura (4.17) mostra la sequenza evolutiva che conduce allo sviluppo di una scarpata composita costituita nella parte inferiore da una scarpata di faglia più acclive e da una scarpata di linea di faglia nella parte superiore. La fase di spianamento B costituisce un momento importante dell'evoluzione, in quanto corrisponde all'annullamento della primitiva forma tettonica. La scarpata che si crea in seguito (fase B/C) è dovuta soltanto ad erosione selettiva. La ripresa dell'attività tettonica (fase D) determina lo sviluppo di una nuova scarpata di faglia.



**Figura 4.17-** Da D. Johnson 1939, modificato

La sequenza di eventi rappresentata in figura (4.18) conduce alla formazione di una scarpata di linea di faglia in basso determinata dall'erosione selettiva prodottasi in corrispondenza del contatto tettonico e una scarpata di faglia degradata in alto.

I lembi della formazione meno resistente, preservati dall'erosione (fase C) consentono di interpretare correttamente la sequenza di eventi. La faglia è stata attiva solo nella fase A.



**Figura 4.18 -** Da D. Johnson 1939, modificato

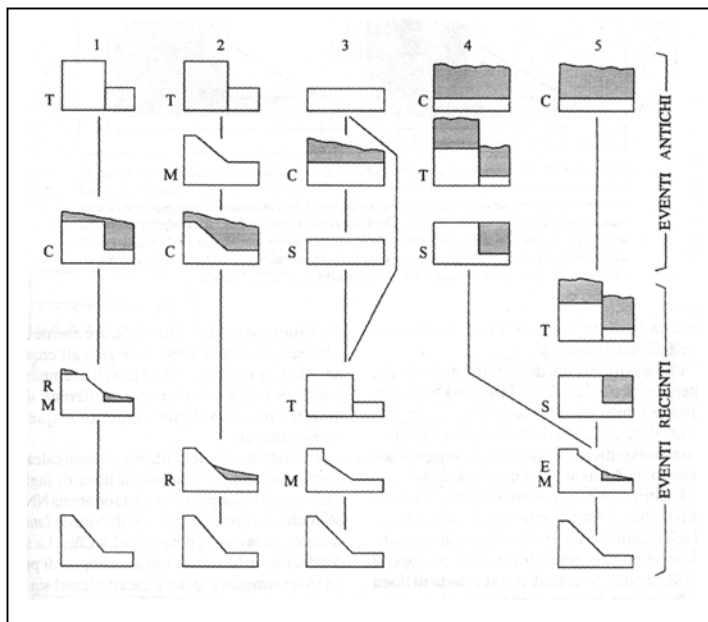
Per i casi frequenti in cui causa tettonica e litostrutturale coesistono, ASCIONE & CINQUE, (1997) hanno proposto il termine di scarpata su faglia.

Forme simili, ma geneticamente diverse, sono le scarpate di faglia polifasiche ossia scarpate di faglia degradate in alto e ben conservate in basso. Queste forme sono comuni dove la tettonica recente ha interessato litotipi morfologicamente conservativi come i calcari.

Una efficace sintesi della problematica interpretativa inerente la distinzione fra scarpate tettoniche e scarpate nate in risposta a processi morfoselettivi è riportata in figura (4.19), nella quale sono schematicamente esposti i diversi percorsi evolutivi che, nell'Appennino meridionale, hanno portato allo sviluppo di versanti di faglia morfologicamente simili. Tale distinzione fornisce importanti informazioni sulla entità e la distribuzione spazio-temporale della componente verticale di movimento.

BRANCACCIO *et al.*, (1987) rilevano, in proposito, che i versanti di faglia derivati da eventi tettonici antichi sono spesso molto difficilmente distinguibili da quelli legati alla neotettonica. Ciò trova piena conferma in quei settori come l'Appennino meridionale, dove l'affiancamento laterale di successioni carbonatiche a quelle terrigene, per diversa risposta all'erosione, esaspera il ruolo della morfoselezione, conducendo sia all'esumazione di antichi lineamenti, sia all'instaurarsi di condizioni di protratta instabilità di certi versanti con il conseguente mancato raggiungimento di stadi morfoevolutivi più palesemente congruenti con l'età della struttura.

**Figura 4.19** - Rappresentazione schematica delle principali sequenze evolutive che in contesti geologico-strutturali come l'Appennino meridionale, che possono portare allo sviluppo di versanti di faglia morfologicamente simili. Col bianco sono simboleggiate litologie resistenti (unità carbonatiche di piattaforma), col tratteggio sono invece rappresentati sedimenti e coltri ad alta erodibilità (unità terrigene). Le cinque sequenze illustrano la genesi di: 1) un versante da riesumazione di faglia antica; 2) un antico versante di faglia riesumato; 3) un versante di faglia (neotettonico); 4) un versante di linea di faglia antica; 5) un versante di linea di faglia (neotettonico). Le lettere indicano gli eventi caratterizzanti i vari stadi evolutivi. T = tettonizzazione; C = seppellimento; R = riesumazione; E = esumazione; M = modellamento dei versanti; S = spianamento. Da BRANCACCIO *et al.* (1987).



Le lettere indicano gli eventi caratterizzanti i vari stadi evolutivi. T = tettonizzazione; C = seppellimento; R = riesumazione; E = esumazione; M = modellamento dei versanti; S = spianamento. Da BRANCACCIO *et al.* (1987).

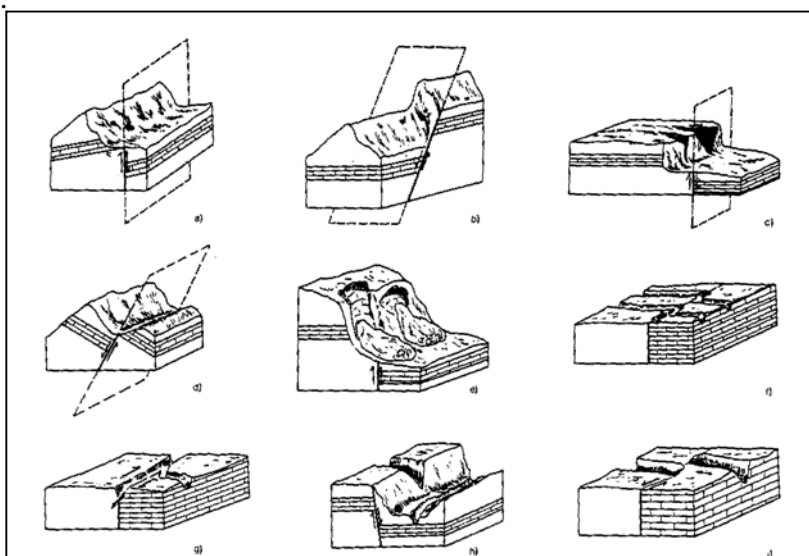
In particolare, ASCIONE & CINQUE, (1997) evidenziano una serie di caratteri e criteri distintivi delle scarpate di linea di faglia che di seguito si elencano:

- presentano scarsa continuità laterale e appaiono più alte e vistose nelle zone che più di recente hanno avuto erosione;
- tendono a scomparire nelle zone di spartiacque e in altopiano;
- crescono in altezza in corrispondenza di vallate;
- si associano con valli o forre sovrimposte trasversalmente al lineamento;
- la scarpata scompare nei tratti non raggiunti dall'ondata di erosione morfoselettiva.

Le scarpate di faglia sono, invece, caratterizzate da una costante altezza ed, in molti casi, bordano bacini a sedimentazione continentale.

Numerosi sono gli elementi morfologici che costituiscono particolarità sotto il profilo strettamente morfogenetico e che possono essere indizi di deformazioni neotettoniche (PANIZZA *et al.*,1978). Nella figura (4.20) vengono illustrate particolari forme di crinali, versanti, valli e reticolo idrografico causate da movimenti tettonici.

Una cresta a sviluppo rettilineo (fig.4.20a) può essere, ad esempio, il risultato dell'evoluzione di una scarpata di faglia, oppure rappresentarne la parte sommitale o indicare un sollevamento regionale; una discontinuità altimetrica di crinale (fig. 4.20b) può corrispondere a una faglia trasversale al crinale. Una scarpata (fig. 4.20c) può essere legata ad una faglia a componente verticale o a un sollevamento areale; su di essa si possono produrre faccette triangolari o trapezoidali. Contropendenze su versanti (fig. 4.20d) e aree con frane e particolari forme di erosione (fig. 4.20e) possono essere legate a faglie. Le valli con gomiti semplici o doppi (fig. 4.20f) possono rilevare la presenza di una faglia con componente orizzontale. Un movimento trascorrente può produrre confluenze fluviali a uncino o controcorrente (fig. 4.20g). Irregolarità in valli, come confluenze sospese (fig. 4.20h), o valli tronche (fig. 4.20i), possono essere legate a faglie con diversi movimenti.



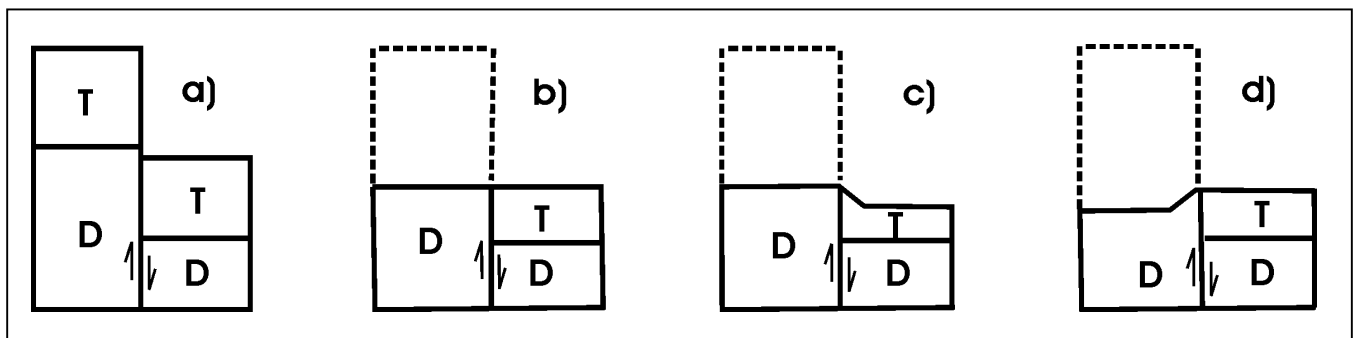
**Figura 4.20** – Esempi schematici di morfostrutture causate da movimenti tettonici (PANIZZA *et al.*,1978).

Un'area caratterizzata dalla presenza di faglie si può sviluppare per processi morfoselettivi, un rilievo che sovverte l'impostazione strutturale.

Condizione necessaria per far sì che il controllo litologico della morfologia prevalga rispetto a quello strutturale, è che si devono avere successioni litologiche e contatti laterali di esse a diverso grado di erodibilità.

Se una scarpata di faglia (fig 4.21a) viene erosa, si può avere progressivamente uno spianamento dell'area ove si era manifestato il fenomeno morfotettonico (fig 4.21b).

Una ripresa dell'erosione può condurre oltre che ai fenomeni morfoselettivi lineari lungo il lineamento tettonico ad opera magari di un corso d'acqua, anche ad una demolizione differenziale delle rocce situate ai due margini della linea di faglia. Infatti se la resistenza delle rocce da una parte e dall'altra è diversa fra loro, l'erosione selettiva può produrre una nuova scarpata di linea di faglia, rivolta verso il settore più erodibile (fig. 4.21c). Questo può non corrispondere alla parte che era stata abbassata nel corso del movimento tettonico e, in tal caso, si viene a determinare anche un'inversione del rilievo originario (fig. 4.21d)



**Figura 4.21** – a) scarpata di faglia; b) spianamento; c) scarpata di linea di faglia resequente; d) scarpata di linea di faglia obsequente con inversione del rilievo; T: litologia relativamente più tenera di D. Da PANIZZA ridisegnato.

Particolari condizioni litologiche e strutturali permettono di ricostruire una sequenza di eventi rappresentati in figura (4.21).

Durante le fasi A,B,C, in presenza di un livello di base inalterato, si determina lo smantellamento della scarpata di faglia fino ad addolcire l'energia del rilievo e non sempre fino a svilupparsi una superficie di spianamento.

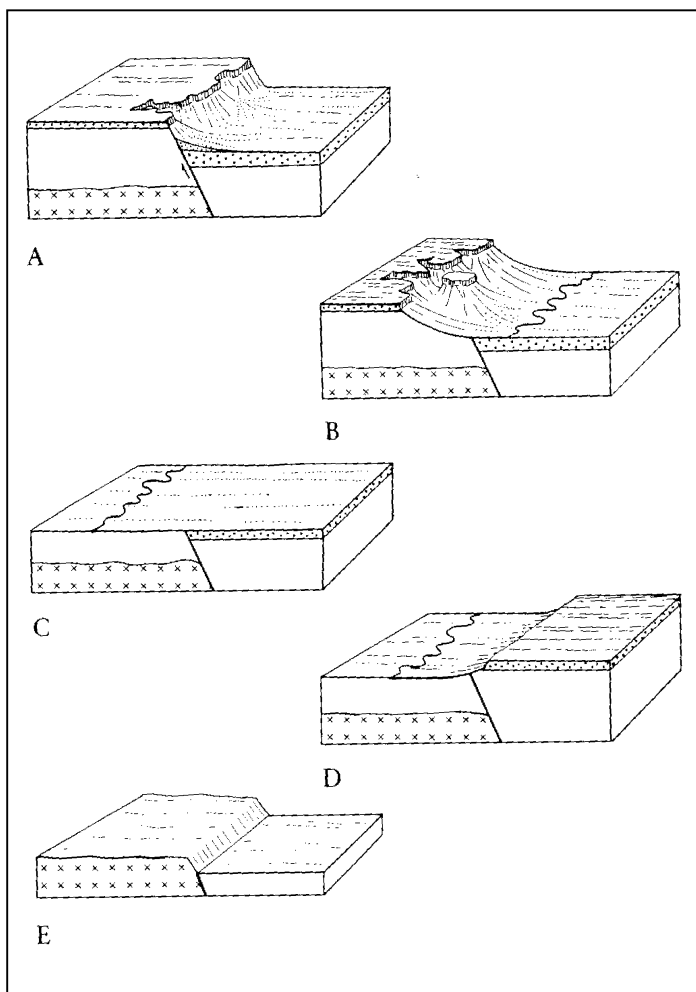
Nella fase D, a seguito di un abbassamento del livello di base, si sviluppa per l'effetto dei processi morfoselettivi, una scarpata in linea di faglia obsequente. Come si vede, il ciglio della nuova scarpata è altimetricamente più basso della base della primitiva scarpata di faglia. Si tratta di una caratteristica tipica delle scarpate di linea di faglia obsequenti che per il loro sviluppo a seguito

degli eventi delineati nello schema è necessario che , esista un forte contrasto litologico fra il livello resistente ed il suo substrato, tale che possa effettivamente tradursi in erosione selettiva grazie a prevalenti condizioni di resistasia nonché l'abbassamento del livello di base che interviene fra la fase C e la fase D sia sufficiente rapido e/o cospicuo. Se le suddette condizioni non si verificano si avrà un gradino morfologico a dolce pendenza.

Come si vede, lo sviluppo della nuova scarpata (D), speculare rispetto a quella primitiva (A), non è dovuta a un movimento tettonico bensì al fatto che la posizione morfologicamente depressa del blocco di destra (tetto) ha consentito che vi fosse preservato, durante lo stadio C, il livello resistente; alla ripresa dell'erosione che si verifica, dopo la fase C, per un ulteriore abbassamento del livello di base, il livello resistente si trova ad essere sopra elevato rispetto alla pianura che corrisponde al blocco tettonicamente rialzato (muro) ma topograficamente depresso per erosione selettiva.

L'ultima fase (E), corrisponde al ripristino (al seguito dell'ulteriore abbassamento del livello di base) di un gradino morfologico geometricamente analogo a quello iniziale.

Si tratta di una scarpata di linea di faglia resequente, nella quale l'erosione selettiva ha consentito l'evidenziazione della struttura tettonica da lungo tempo inattiva.



**Figura 4.22** - Sviluppo a partire da una scarpata di faglia (fase A), di una scarpata di linea faglia obsequente (fase D) e di una scarpata di linea di faglia resequente (fase E). Da Strahler, leggermente modificato.

Oltre che singole faglie, l'inversione del rilievo può interessare sistemi di faglie come nel caso di un *graben* (fig. 4.23). I depositi che occupano il fondo del graben sono meno erodibili rispetto al loro substrato e durante l'inattività o attività delle faglie subordinata rispetto ai processi morfoselettivi- si determina, in seguito ad un graduale abbassamento del livello di base, un rilievo montuoso in corrispondenza della depressione strutturale. Fattore determinante per lo sviluppo dell'inversione del rilievo è il sollevamento tettonico generalizzato.

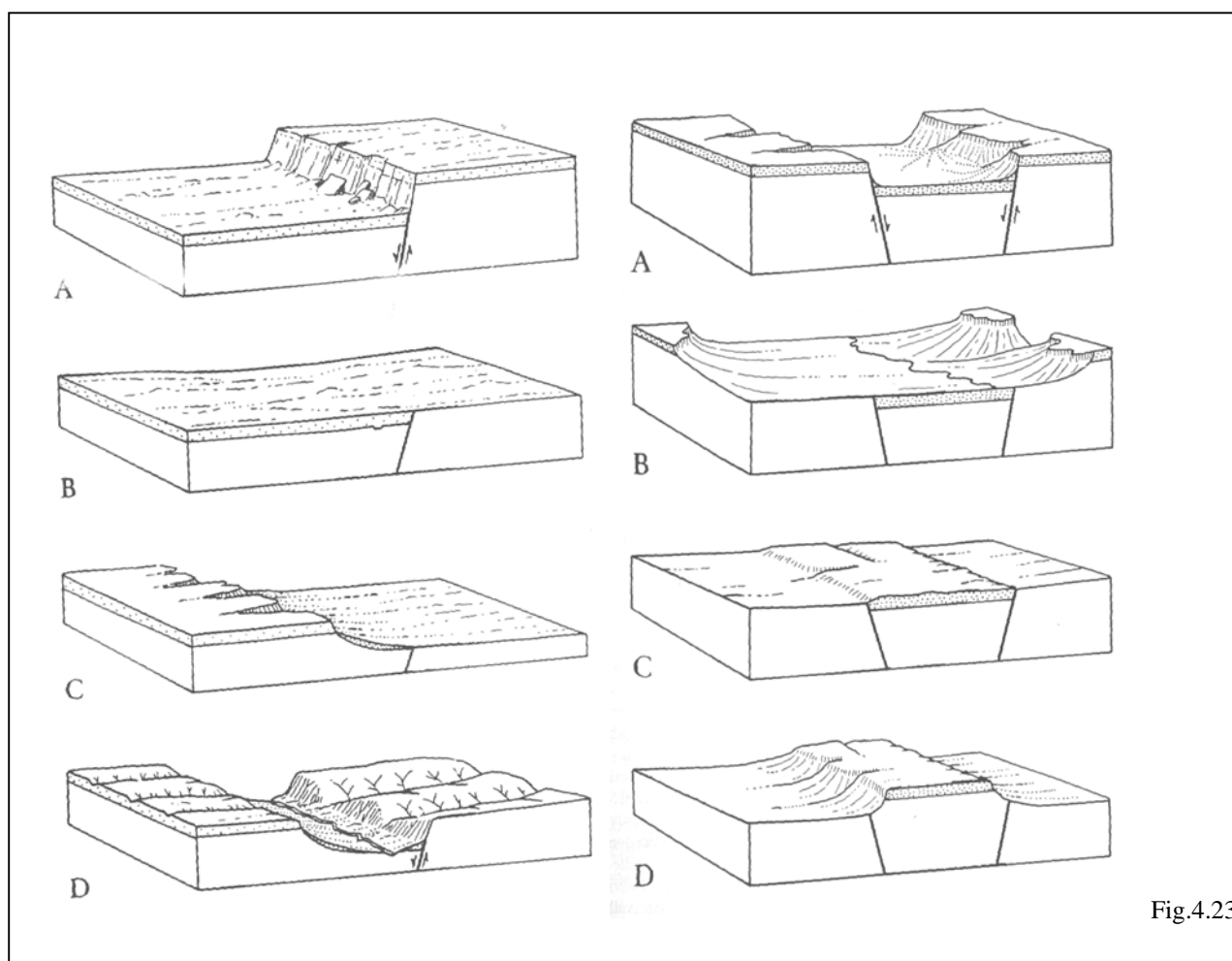


Fig.4.23

#### 4.5 Tecniche cartografiche di supporto

Dall'analisi morfologica di carte topografiche a diversa scala si possono ricavare importanti informazioni sull'assetto tettonico-strutturale di un territorio. Nel caso specifico dell'area dei Monti Picentini l'analisi di alcuni settori risulta complicata in modo particolare per l'esistenza di una complessità morfologica causata da numerosissime faglie di diversa età ed orientazione e dalla notevole erosione che affligge porzioni di versanti intensamente fratturati e litologicamente predisposti ad erosione differenziale e selettiva.



Per fare in modo che si possano interpretare le forme delle porzioni di territorio più critiche si è effettuata la lisciatura delle isoipse riportando ad esempio un versante alla forma iniziale prima che un torrente lo dissecasse in modo tale che la struttura tettonica viene messa più in evidenza senza l'intervento dell'erosione che maschera una certa geometria tabulare del paesaggio tipica di contesti conservativi. Tale tecnica ha permesso di individuare con maggiore precisione le orientazioni dei lineamenti tettonici, che spesso integrata con la valutazione del grado di maturità morfologica dei versanti e considerazioni geomorfologiche, si sono potute riconoscere linee tettoniche coeve o di diversa età.

#### **4.6 Interpretazione degli input clastici in chiave paleo-morfologica**

Nel corso del rilevamento di campo è stata posta particolare attenzione alla determinazione della natura dei clasti che compongono le facies di sequenze epiclastiche continentali (spesso non ben inquadrare cronologicamente) e di quella dei terreni che costituiscono le formazioni terrigene. Tali informazioni hanno permesso di stabilire quali formazioni probabilmente sono state smantellate per costituire il relativo deposito; inoltre individuati tali terreni “sorgente”, dalla loro età (se conosciuta) e dal loro tipo di ambiente deposizionale, si possono effettuare delle considerazioni (morfostratigrafiche) di età relativa ai depositi osservati, nonché al tipo di paesaggio e alla sua natura geologica, caratteristici di quell'epoca.

#### **4.7 Vincoli d'età**

Nell'area di studio, sono state realizzate delle ricerche più o meno recenti, che hanno fornito delle età radiometriche e/o paleomagnetiche, sia dirette che indirette su depositi continentali e marini. Di seguito sono riportati dei vincoli cronologici, che hanno consentito di definire la cronologia relativa di eventi: di modellamento di paesaggi maturi, di dissezione, di deposizione e tettonici.

##### **4.7.1 Formazioni datate**

La successione dei depositi argillosi e poi sabbiosi di ambiente marino affioranti a Salerno e lungo il piedimonte dei Monti Picentini fino a Contursi, hanno un'età compresa tra il Messiniano (pre-gess) ed il Pliocene inferiore.

Nelle successioni epiclastiche continentali quaternarie delle datazioni assolute, sono state effettuate su alcuni livelli piroclastici nella successione dei Conglomerati di Eboli nella collina di Montena presso Salerno, con il metodo K/Ar, che hanno fornito età di 1.52 M.a. e di 1.27 M.a. , mentre nella parte più alta ha fornito un'età di 0.99 M.a. b.p (CINQUE *et al.*, 1988).

Ricerche paleomagnetiche su siti ricadenti nel bacino di Tizzano (PORRECA *et al.*, 2003) nel Massiccio dei Picentini, segnalano nella parte basale della successione una polarità inversa, mentre

quelli della parte sommatatale una polarità normale. Questi dati suggeriscono che la formazione del bacino di Tizzano sia avvenuta nel Pleistocene Inferiore.

Invece i depositi fluvio-lacustri di Acerno da MUNNO *et al.*, (2001) risultano avere un'età radiometrica compresa tra i 400 Ka ed i 200 Ka, in accordo con (PORRECA *et al.*, 2003) che segnalano nei siti ubicati nel bacino di Acerno un paleomagnetismo a polarità normale.

Datazioni effettuate col metodo della racemizzazione degli amminoacidi (BRANCACCIO *et al.*, 1986) su gusci di *Glycimeris glycimeris* prelevati nel cordone costiero del sistema Gromola hanno dato un'età di circa 100.000 anni.

#### 4.7.2 Assenza/presenza di materiale piroclastico nelle epiclastiti

Nel Massiccio dei Picentini sono presenti depositi epiclastici più antichi di altri simili con presenza/assenza di matrice piroclastica. I depositi più antichi senza materiale piroclastico sono più antichi di quelli con componente vulcanica. Se si considera che BROCCINI *et al.*, (2001), da una nuova interpretazione del log Trecase 1, profondo 2072, m indicano la presenza di una attività vulcanica risalente ad  $361 \pm 0,026$  Ka basata su analisi di età radiometriche Ar/Ar su tufi e lave sepolti a circa 1200 m. in corrispondenza dell'edificio vulcanico Somma-Vesuvio, è possibile ritenere che tale vincolo di età costituisce un limite cronologico. Quindi i conglomerati senza piroclastico sono da ritenersi di età precedente all'attività eruttiva del vulcano più antico con raggio di azione ricadente sui Monti Picentini, invece quelli ricchi in materiale piroclastico probabilmente vanno inquadrati cronologicamente dopo ad essa.

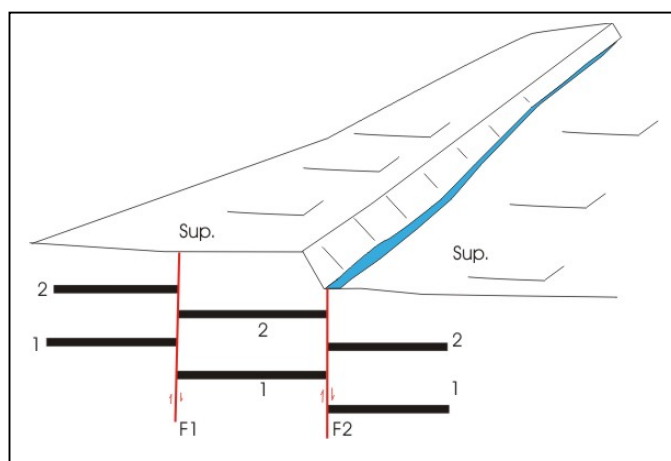
#### 4.7.3 Rapporti tra depositi e strutture tettoniche di età nota

Se si trovano e si datano dei terreni il problema è come trasferire le date alle fasi morfogenetiche e ci sono due fasi per farlo:

la prima consiste nel cercare e leggere correttamente i rapporti geometrici tra i sedimenti (datati) e le forme (fig. 4.24), la seconda fase consiste nel trasferire i vincoli di età (assoluti e intervalli assoluti) dai sedimenti alle fasi tettoniche, e inoltre sfruttando i rapporti forme-faglie si trasferiscono le età dai sedimenti alle forme.

**Figura 4.24** - Schema illustrante cronologia relativa con vincoli cronologici assoluti.

La sequenza evolutiva è: deposizione livelli 1, 2, fase tettonica F1, fase di spianamento Sup., fase tettonica F2.

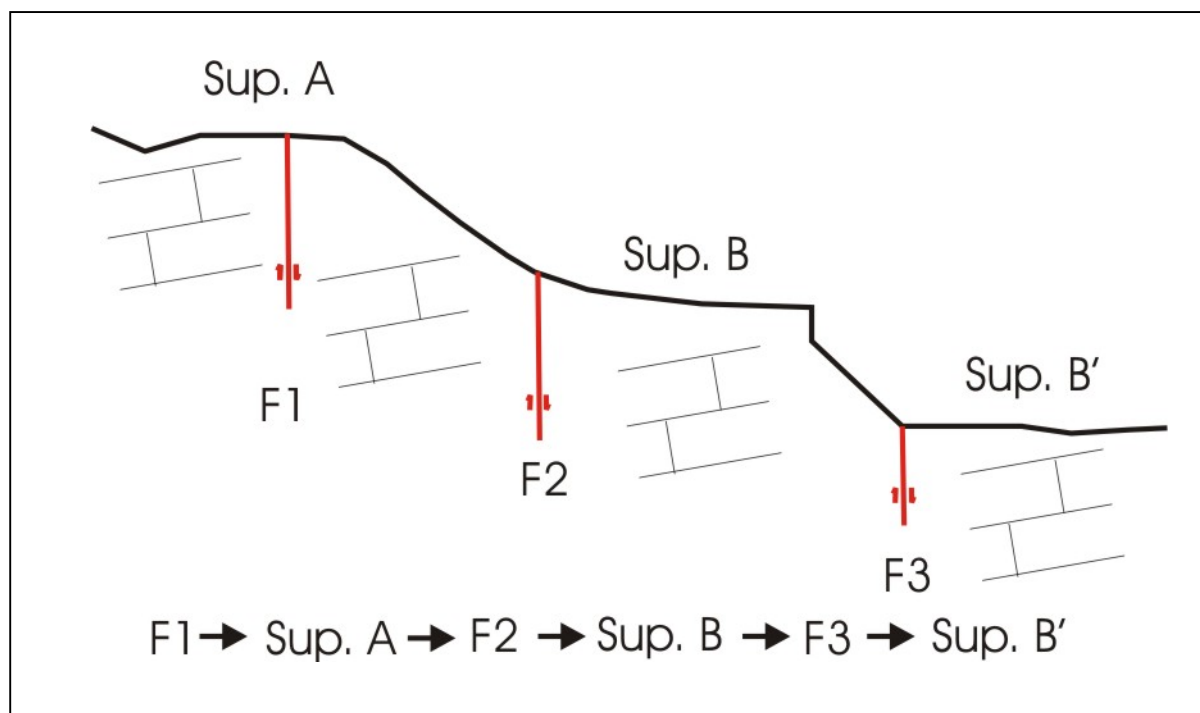


## 4.8 Metodi di riordino cronologico

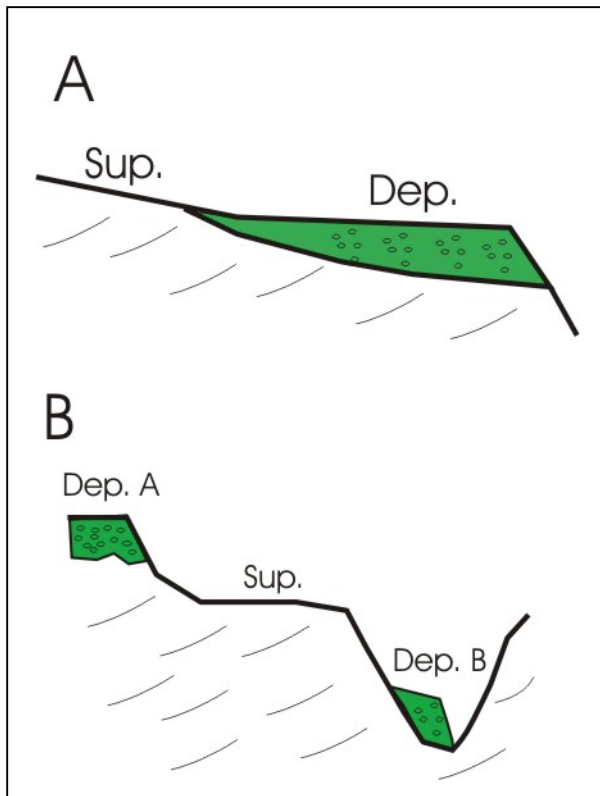
La ricostruzione della cronologia relativa tra eventi di fagliazione e fasi di modellamento può essere ottenuta attraverso l'analisi della cronologia relativa (rapporti di *cross cut*) tra i rapporti fra scarpate su faglia e forme di natura erosionale e/o deposizionale, nonché dall'analisi dei rapporti esistenti tra le stesse scarpate su faglia dove queste vengano a contatto tra loro e il grado di maturità e rimodellamento delle forme dei versanti di faglia.

### 4.8.1 Rapporti tra superfici d'erosione morfologiche e faglie

Dallo studio dei rapporti tra fasi morfogenetiche (spianamenti, dissezioni etc.) e fasi tettoniche si può estrarre solo una cronologia relativa (fig. 4.25)



**Figura 4.25** – Cronologia relativa tra fasi tettoniche e fasi di modellamento



**Figura 4.26**

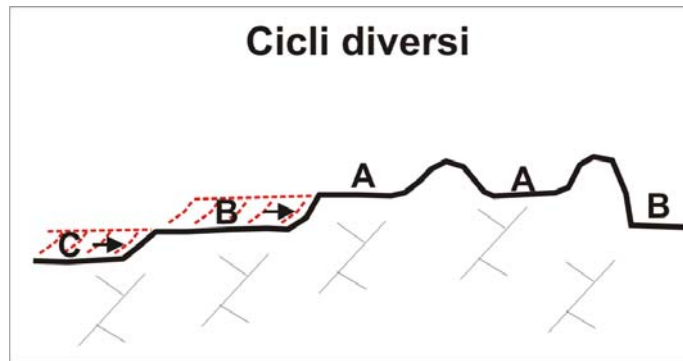
- A) L'età della deposizione del corpo Dep. coincide con il limite cronologico Sup. per la Superficie.
- B) Se si ha deposizione sia pre che post la superficie, ho un intervallo di età compreso le età di Dep. A e Dep. B che va a determinare un intervallo cronologico (incastrò morfologico).

La superficie di spianamento è la conseguenza morfologica di una prolungata stabilità del livello di base. Conoscere la sua età essendo una forma d'erosione non è possibile, ma tuttavia tale superficie si può mettere in relazione con eventi precedenti, coevi o successivi al suo sviluppo.

Le superfici di spianamento sono entità morfologiche di estensione anche regionale e quindi sono utilmente inseribili nel contesto dell'evoluzione geologica e morfologica di un'area.

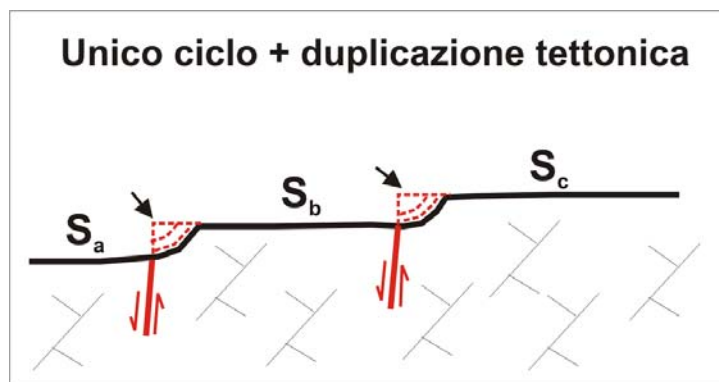
Al fine di delineare con più dettaglio la ricostruzione morfoevolutiva e morfotettonica dell'area, si sono suddivisi i ripiani erosionali in diverse generazioni, facendo riferimento ad un modello interpretativo che prevede tre tipologie di situazioni geomorfologiche riscontrabili sul campo.

Esse non si presentano in genere singolarmente, bensì seriate a quote diverse. Nell'ambito di una serie di superfici di questo tipo, la più antica si sarebbe sviluppata durante un lungo periodo di stabilità del livello di base, successivamente interrotto da un sollevamento generalizzato che induce ad un nuovo ciclo di erosione, destinato a concludersi con la formazione di una superficie di spianamento più bassa sviluppando così un rilievo policiclico (fig. 4.27).



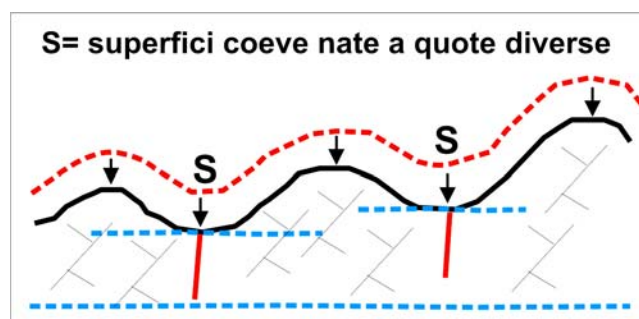
**Figura 4.27** - Lo schema mostra un tipo di rilievo policiclico con tre superfici di spianamento di diversa età A, B, C .

La scarpata che separa due diverse superfici di spianamento può però corrispondere ad una scarpata di faglia che abbia dislocato una stessa superficie di spianamento fig (4.28).



**Figura 4.28** -Lo schema mostra un'unica superficie di spianamento dislocata da faglie.

Lo schema in figura (4.29) mostra delle superfici d'erosione coeve (lowering) che rasano ovunque la struttura tettonica e i versanti che bordano i polje presentano simile maturità morfologica e grado di rimodellamento .



**Figura 4.29**

Tali forme di natura erosionale testimoniano una fase di modellamento del rilievo in relazione con periodi di stabilità dei livelli di base fluvio-carsici locali e/o generale e assumono quindi il medesimo significato dei terrazzi marini, fluviali e lacustri.

Esse possono essere utilizzate come elementi geomorfologici utili nella ricostruzione cronologica relativa delle principali tappe morfoevolutive e per la stima degli eventi di sollevamento sia assoluti che relativi, nonché di inquadrare gli eventi tettonici.

Stesso significato può essere assegnato ai lembi relitti di antichi paesaggi che raggiunsero un grado di maturità relativamente elevato, sospesi sugli attuali livelli di base, che si rinvenivano nelle morfostrutture elevate dell'Appennino meridionale.

Questi spianamenti appaiono correlabili a favorevoli condizioni lito-strutturali ma la superficie topografica di tali paesaggi risulta scolpita in discordanza sulle unità carbonatiche meso-cenozoiche e, subordinatamente, sulle successioni terrigene mioceniche e sui depositi continentali plio-quadernari.

Le superfici di spianamento sono caratteristiche delle aree cratoniche tropicali e le condizioni che presiedono al loro sviluppo sono una prolungata stabilità tettonica, eventualmente interrotta da episodi di sollevamento generalizzato, e da condizioni climatiche che favoriscano l'erosione laterale dei corsi d'acqua (clima arido-caldo) e/o l'alterazione superficiale e l'erosione areale (clima caldo-umido).

La genesi di queste superfici, sui massicci carbonatici, è dovuta essenzialmente ai fenomeni carsici agenti in diverse situazioni litostrutturali, realizzatisi durante antichi stazionamenti dei livelli di base locali del carsismo superficiale. Come evidenziato da FORD & WILLIAMS, (1989), successivi spianamenti carsici possono essere generati a quote via via più basse da abbassamenti del livello del carsismo superficiale dovuti all'intervento della dissezione, sia questa controllata da tettonica.

Tale interpretazione suggerisce che le successioni di lembi di antichi paesaggi erosionali sospesi verrebbero ad assumere un significato geomorfologico analogo a quello delle superfici terrazzate. Infatti entrambi rappresenterebbero l'effetto dell'interazione fra fenomeni erosivi, eventi deposizionali e sollevamento tettonico.

Secondo quegli autori che considerano unica la Paleosuperficie, la variabilità delle quote alle quali si ritrovano lembi spianati è in larga misura dovuta a dislocazioni intervenute dopo il modellamento della Paleosuperficie. Ciò può essere una valida interpretazione laddove i vari lembi occupano sempre e solo la sommità dei vari blocchi in cui si articola un massiccio. Ma la presenza di superfici subspianeggianti disposte a varie quote lungo un fianco montuoso, quando non si rilevi dovuta all'esistenza di una gradinata di blocchi, dimostra variazioni del livello di base locale e più

generazioni di paleosuperfici. Questo secondo tipo di situazione è stato già riscontrato in vari punti del massiccio dei Picentini.

In figura (4.30) è riportato un *block diagram* illustrante i rapporti temporali tra faglie che dislocano una paleosuperficie. Si possono avere secondo la geometria delle faglie schematizzata due situazioni diverse. Il caso in cui le faglie  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  sono coeve tra di loro appartenenti ad un unico evento tettonico, nonostante il tratto BC ha un'orientazione diversa, oppure che il tratto BC si individua successivamente ai tratti AB e CD da un evento tettonico successivo e taglia e disloca la paleosuperficie.

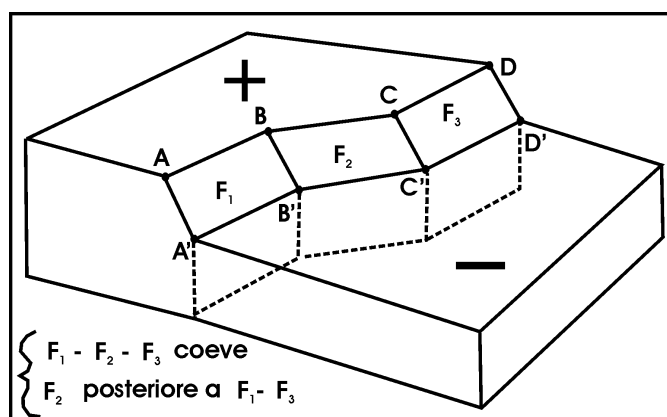


Figura 4.30

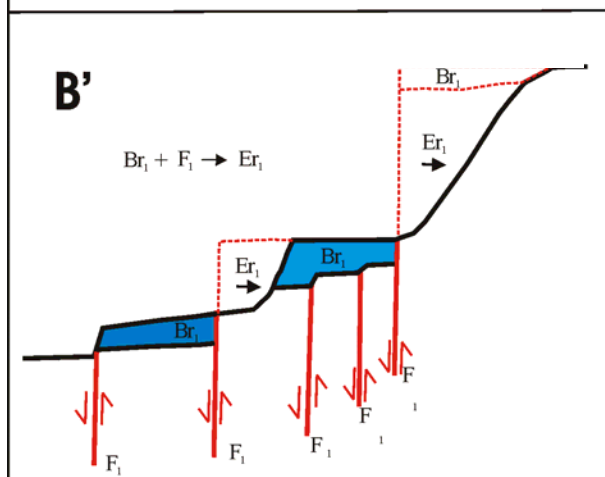
La direzione dei lineamenti tettonici non è sempre indicativa della direzione del campo di stress deformativo in quanto si possono riattivare lineamenti più antichi o neoformarsi, compatibili cinematicamente al regime tettonico.

Il massiccio dei Monti Picentini è costituito da un'insieme di rilievi che presentano le loro culminazioni orografiche sotto forma di superfici che rasano le giaciture degli strati, e i loro fianchi caratterizzati da una serie di ripiani impostati su depositi sospesi a quote via via meno elevate.

E' possibile in questi casi individuare l'evoluzione morfotettonica localmente studiando i rapporti geometrici tra i versanti di faglia e i depositi geneticamente legati ad essi.

Per raggiungere lo scopo è fondamentale capire se le varie superfici presenti sono coeve e successivamente dislocate da una o più fasi tettoniche, oppure appartengono a diverse fasi di spianamento per variazioni del livello di base fluviale e/o carsico e successiva stasi tettonica. In (fig. 4.31) è rappresentato il modello schematico dell'evoluzione morfotettonica di un rilievo in tre diversi casi in cui un suo versante è rappresentato da una gradinata di ripiani impostati su depositi epiclastici sospesi rispetto al fondovalle. Nello schema (fig. 4.31A) è rappresentata l'evoluzione morfologica di un rilievo a seguito di due fasi tettoniche che producono con l'individuazione di

Infine lo schema (fig. 4.31B') riporta il caso in cui l'evento tettonico si esplica durante la produzione del deposito Br1.



**Figura 4.31 C** - Una paleosuperficie viene duplicata e quindi ribassata da una gradinata di faglia originatasi da un'unica fase tettonica F1 sinsedimentaria al deposito.



#### **4.8.2 Livelli di base**

All'interno di un fondovalle o lungo dei versanti esposti verso una piana costiera si possono avere dei casi in cui i terrazzi fluviali erosionali e/o deposizionali possono essere correlati tra di loro.

Nel caso di lembi erosionali che hanno origine da piane carsiche endoreiche, nell'ambito di un massiccio si possono ritrovare a quote diverse nonostante si siano modellati nello stesso periodo, quindi in tal caso resti di paesaggi modellatisi in ambienti circoscritti, possono essere utilizzati solo per ricostruzioni di aree limitate.

Viceversa lembi erosionali sospesi alle sommità o lungo i versanti bordieri dei massicci calcarei, nei casi in cui questi si elevano su successioni terrigene, devono essersi modellati rispetto a livelli di base non indipendenti da quelli operanti sulle vicine successioni terrigene. Per tali ragioni questi possono essere correlati alle tracce relitte di paesaggi erosionali confrontabili presenti su queste ultime e permettere così ricostruzioni che interessano settori realmente molto più estesi.

Pertanto, la correlazione tra gli antichi paesaggi sospesi fonda sui seguenti criteri:

- continuità o quasi continuità spaziale;
- raccordabilità altimetrica, valutata tenendo conto dei probabili gradienti originali;
- equivalenza della posizione occupata dai lembi nell'ambito delle successioni locali.

**PARTE SECONDA**

**DATI ORIGINALI**

## Capitolo Quinto

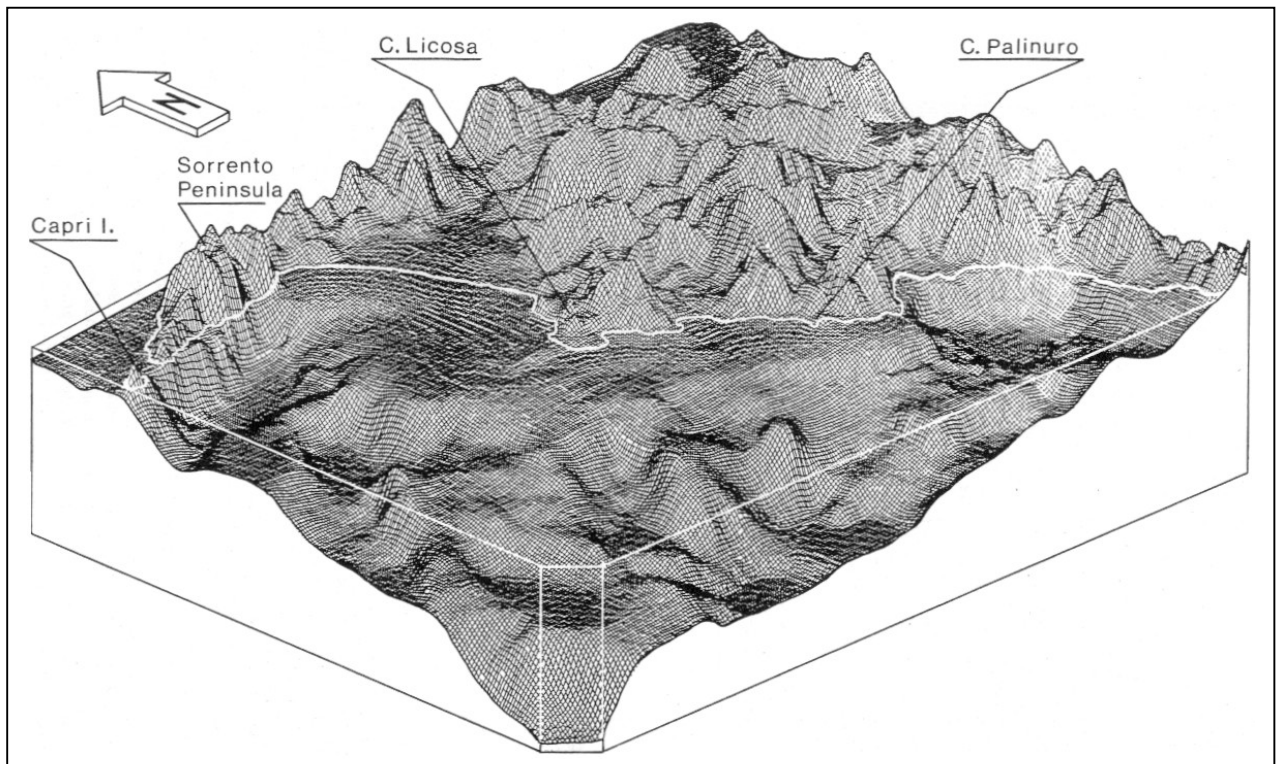
### Golfo di Salerno e Piana del Sele

Molti dei dati esposti per la zona della Piana del Sele, sono stati raccolti ed elaborati in quella parte della tesi che è stata svolta nell'ambito del rilevamento del Foglio 486 "Foce del Sele" CARG 1:50000 collaborando in particolare col prof. Aldo Cinque.

#### 5.1 Analisi morfostrutturale e stratigrafica del Golfo di Salerno

Il Golfo di Salerno occupa un settore del margine peritirrenico dell'Appennino Meridionale delimitato a nord dalla Dorsale dei Monti Lattari, ad est dalla Piana del Sele e a sud da rilievi del Cilento.

La piattaforma continentale (fig. 5.1; 5.2) si sviluppa da Capri a Punta Licosa per circa 80 Km di lunghezza e l'orlo dello *shelf break*, posto al massimo a 250 m di profondità, presenta variabilità di orientazione e distanza dalla costa assumendo ampiezze decrescenti procedendo da sud verso nord e in senso antiorario.



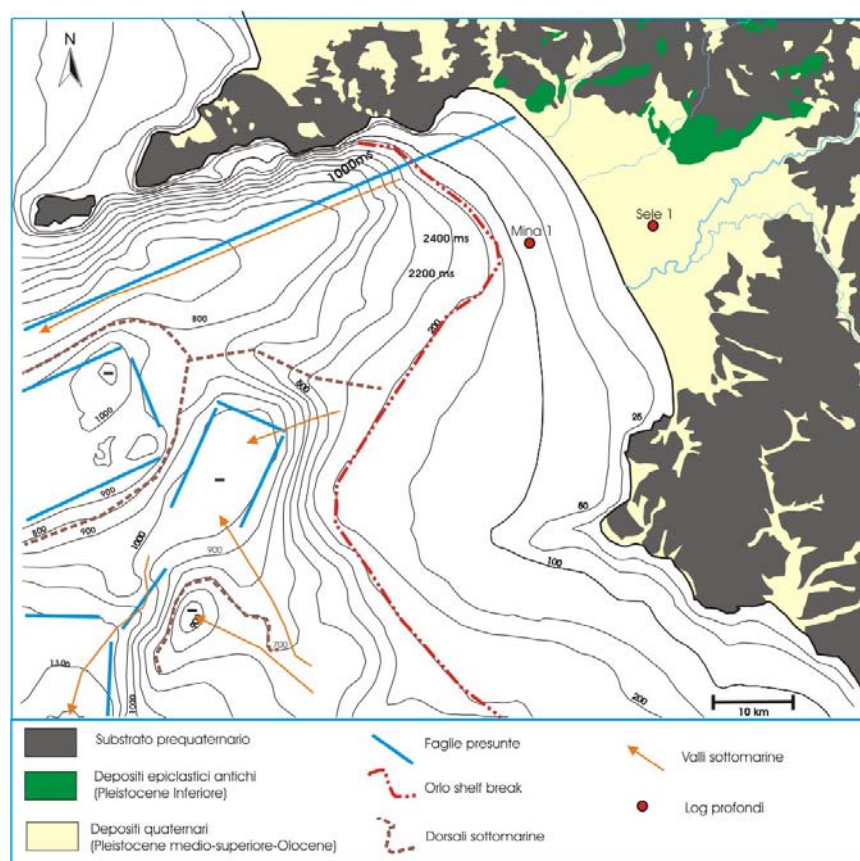
**Figura 5.1** – *Block diagram* che comprende l'area di studio includente la topografia onshore. (ARGNANI *et al.* 1989).

La sua ampiezza massima, pari a circa 35 km, è raggiunta nel settore meridionale del bacino al largo di Punta Licosa; essa ammonta a 15-25 km nel settore orientale, mentre in quello settentrionale la piattaforma risulta estremamente ridotta (2-4 km), fino a scomparire in corrispondenza di Conca dei Marini lungo il margine costiero a falesia del versante amalfitano della dorsale dei Monti Lattari. La scarpata continentale si presenta in alcune zone del bacino con un andamento rettilineo, planare, con altezza costante e pendenza massima di 40° a differenza di altre, dove essa risulta meno regolare, con dolci pendenze e planarità attenuata. La scarpata continentale raccorda la piattaforma alla zona batiale con un dislivello fino a 600-700 metri.

Il bacino nelle zone di *offshore* esterne alla piattaforma presenta una configurazione morfologica articolata, caratterizzata da alti e bassi morfologici di forma, dimensione e orientazione diversa che delineano un paesaggio sottomarino costituito da lunghe valli svasate a fondo piano, strette e dorsali rettilinee, a tratti, e ampie piane rettangolari a diverse profondità.

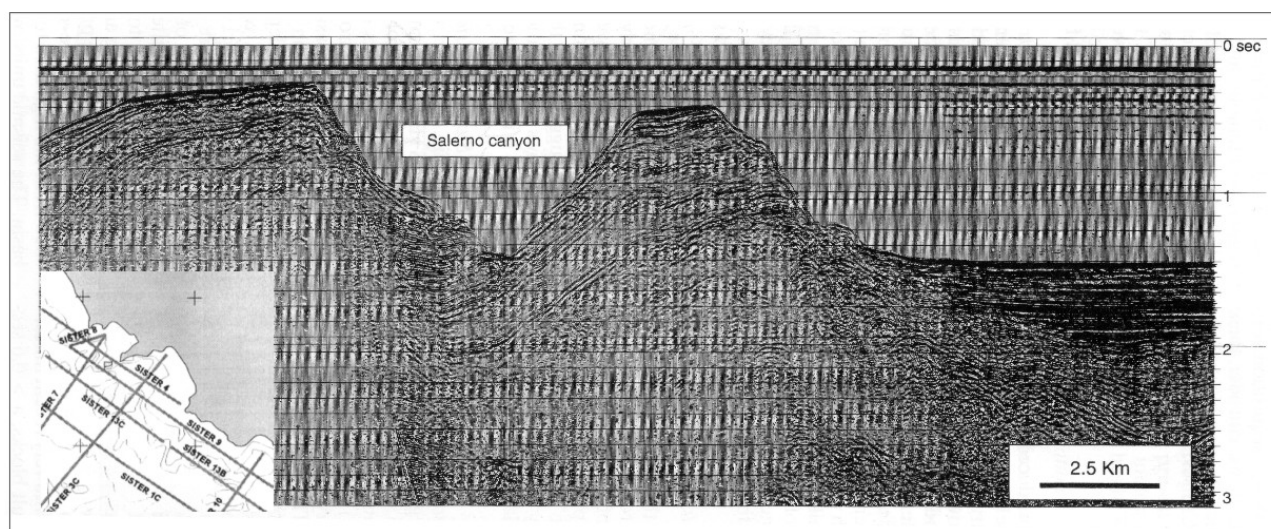
L'assetto morfologico risulta controllato dalla sua struttura tettonica e dall'apporto sedimentario continentale/marino.

Le caratteristiche morfologiche del fondo del Golfo di Salerno (fig. 5.1; 5.2) indicano la presenza di morfolineamenti tettonici con orientazioni e lunghezze varie, riferibili presumibilmente ad una attività tettonica estensionale e in misura meno sostanziale a motivi litostrutturali.



**Figura 5.2** – Schema morfotettonico del Golfo di Salerno.

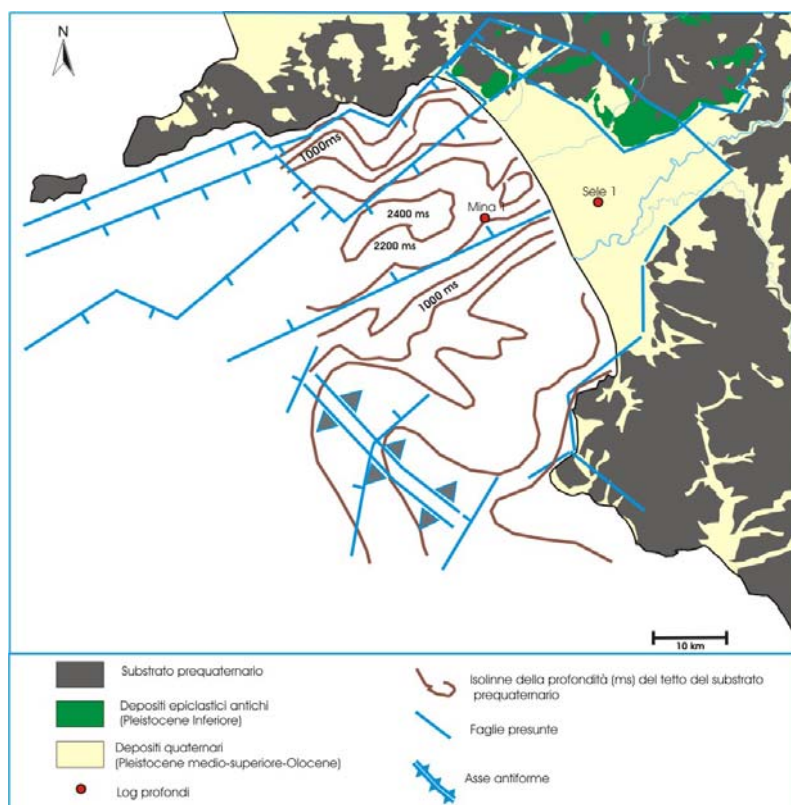
Oltre ai lineamenti noti in letteratura, orientati NW-SE e NE-SW, si evidenziano dei lineamenti aventi direzione circa E-W e N-S dove i primi hanno lunghezza maggiore dei secondi, mentre i rigetti sono simili per tutti e due i sistemi di faglie. Tuttavia, dal raffronto tra la mappa batimetrica (fig. 5.2) e quella delle isopache del riempimento (fig. 5.4), si osserva anche che alcune delle faglie che disarticolano il substrato sono ormai sepolte, mentre la faglia che borda il bacino verso NW continua a controllare l'attuale morfologia sommersa. Lo schema strutturale ed i vari profili sismici del Golfo di Salerno (BARTOLE *et al.*, 1984; ARGNANI *et al.*, 1989; BERTOTTI *et al.*, 1999) (cfr. par. 3.1 e fig. 5.3) mettono in evidenza che gli spessori delle successioni Plio-Quaternarie sono fortemente variabili nello spazio e poggiano su di un substrato deformato con geometria a fosse e pilastri (BARTOLE *et al.*, 1984; SACCHI *et al.*, 1994).



**Figura 5.3** –Offshore di Capri lungo la linea sismica SISTER 9, BERTOTTI *et al.*, (1999).

Tale substrato è costituito da due embrici principali correlabili rispettivamente con l'alloctono ligure-unità del Cilento (sovastante un'unità carbonatica) a SE e con l'unità Alburno-Cervati - nella zona centrale- che vengono a contatto lungo la "linea del Sele" (BARTOLE *et al.*, 1984; SACCHI *et al.*, 1994). Dal confronto tra le stratigrafie dei log Milena 1 e Mina 1 dell'AGIP, si nota in modo molto chiaro come il potente complesso ligure-cilentino (attraversato dal Milena 1) sia assente nel Mina 1(cfr. par 3.1; SACCHI *et al.*, 1994), dove al top dei carbonati si incontrano direttamente depositi riferibili alle coperture terrigene del Miocene inferiore (comunicazione personale del Dott. Marco Sacchi del CNR-IAMC di Napoli).





Come si può osservare in fig. 5.4, il tetto del substrato pre-quaternario raggiunge profondità comprese fra 2400 ms (nella zona assiale del bacino) e 250 ms (nella zona meridionale) con bruschi gradini, il che suggerisce un assetto strutturale a gradinate di faglia, dovuto ad importanti dislocazioni tettoniche lungo faglie NW-SE e NE-SW.

I blocchi che costituiscono il

**Figura 5.4** – Schema strutturale del Golfo di Salerno.

substrato delle successioni di riempimento nell'area sud-orientale, presentano una debole articolazione morfologica in sommità. Questa debole articolazione suggerisce la presenza di una superficie erosionale impostata sull'alioctono liguride-unità cilentane. Tentativamente, questa superficie può essere correlata ad un'antica morfologia erosionale presente nel contiguo promontorio cilentano, dove è impostata in parte su terreni liguridi-cilentani ed in parte sui carbonati dell'Alburno-Cervati. Tale morfologia, conservata solo in limitati lembi, si rinviene intorno ai 1000 m di quota, è interpretata come un relitto di uno spianamento erosionale di età pliocenica, probabilmente mediopliocenica (ASCIONE & CINQUE, 1999). Questa superficie predata la forte dissezione seguita, in sequenza, all'iniziale sollevamento dell'area cilentana, all'approssimarsi ad essa della linea di costa tirrenica, ed al finale sollevamento di poche centinaia di metri (ASCIONE & CINQUE, 1999). In tale ipotesi, l'attuale assetto tettonostratigrafico del bacino sarebbe andato configurandosi non prima del Plio-Quaternario.

Sono state effettuate delle osservazioni sulla successione stratigrafica del log Mina 1 che, rispetto ai pozzi Milena 1, Margherita Mare e altri, appare quello più rappresentativo dell'evoluzione sedimentaria e tettonica del Graben Golfo di Salerno-Piana del Sele. Nella fig. 5.5 sono schematicamente riportati la descrizione litologica e paleontologica, quella dell'ambiente di sedimentazione e le età dei depositi rinvenuti nel log Mina 1.

In questo log si evidenzia, al di sopra dei carbonati cretaci, tra le profondità di 3300 e 2700 m, la presenza dei terreni miocenici citati sopra.

Tra le profondità di 2700 e 2100 m, viene descritta, nel log, una successione costituita da conglomerati poligenici. Questi depositi suggeriscono una ripresa della sedimentazione, nell'area, con facies grossolane. Non è possibile stabilire con certezza se questi depositi siano correlabili con i conglomerati continentali poligenici affioranti al margine della Piana (Conglomerati di Sala Abbagnano, attribuiti al Pliocene medio; cfr. Cap. 6), oppure se essi rappresentino una diversa unità sedimentaria alimentata da quello che doveva essere un alto relativo situato verso S-SE, quale quello che nell'offshore si individua come embrice costituito, nella parte alta, dalle unità liguridi-cilentane.

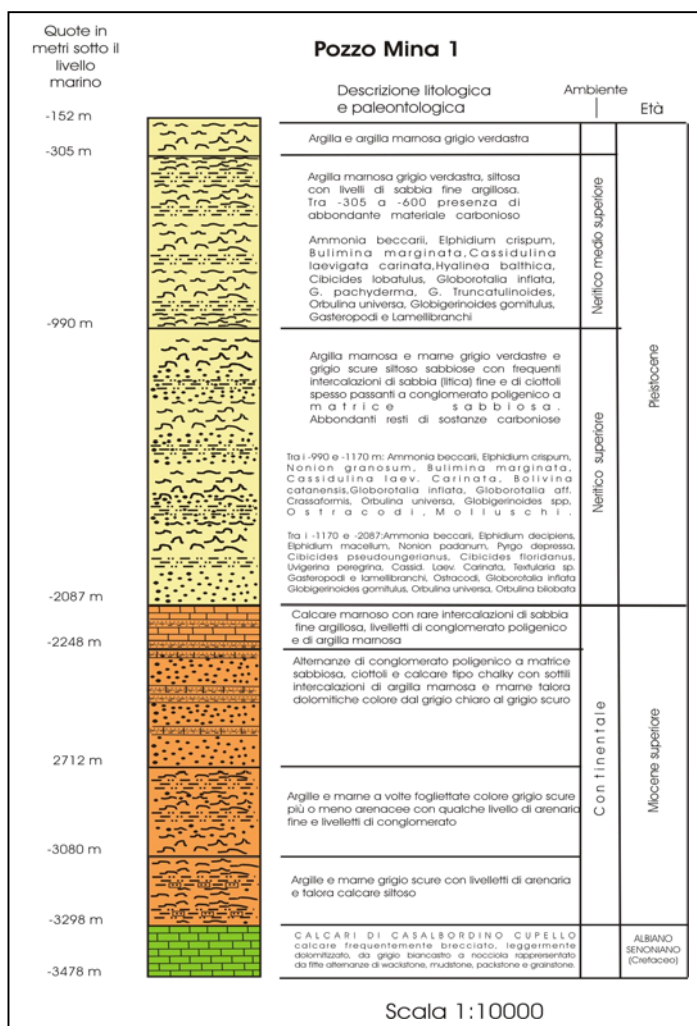
Con una recente reinterpretazione, basata sul riesame delle associazioni faunistiche,

della successione rinvenuta nel pozzo Mina 1, la parte più alta della

successione, di ambiente marino, è stata attribuita al Quaternario (AIELLO *et al.*, 1997).

Al fine di ottenere informazioni sull'entità della subsidenza tettonica del bacino e degli apporti sedimentari provenienti dai rilievi marginali in sollevamento, è risultato utile quantificare, per i primi 2100 m di successione, gli spessori delle formazioni identificate, nonché caratterizzare le paleobatimetrie dei rispettivi ambienti deposizionali. A tal fine ci si è avvalsi della collaborazione della prof. FRANCA SGARRELLA. La successione quaternaria, rinvenuta fino a 2087 m, è stata riferita a tre periodi considerando gli spessori e le paleobatimetrie delle varie formazioni.

Per ciascuno stadio sono stati indicati gli spessori, le paleobatimetrie e il calcolo della subsidenza tettonica (tab. 5.6), nella tabella 5.7 compaiono le variazioni batimetriche del bacino e i valori della subsidenza raffrontati con le fasi di highstand o lowstand del livello marino, mentre nella tabella sono riportati i dati elaborati per il Golfo di Salerno .



**Figura 5.5-** Successione stratigrafica del log Mina 1

Nella fig. 5.8 si osserva che: tra gli stadi A e B -la cui durata va dal Pleistocene Inferiore a parte del Medio- il bacino registra una subsidenza pari a circa 1000 m, mentre la sua profondità, per effetto della deposizione di circa 1500 m di sedimenti, diminuisce di circa 450 m. Nel periodo C – Pleistocene Medio-Superiore - si ha una subsidenza di circa 350 m, con un aumento della profondità di circa 100 m con una deposizione di circa 450 m.

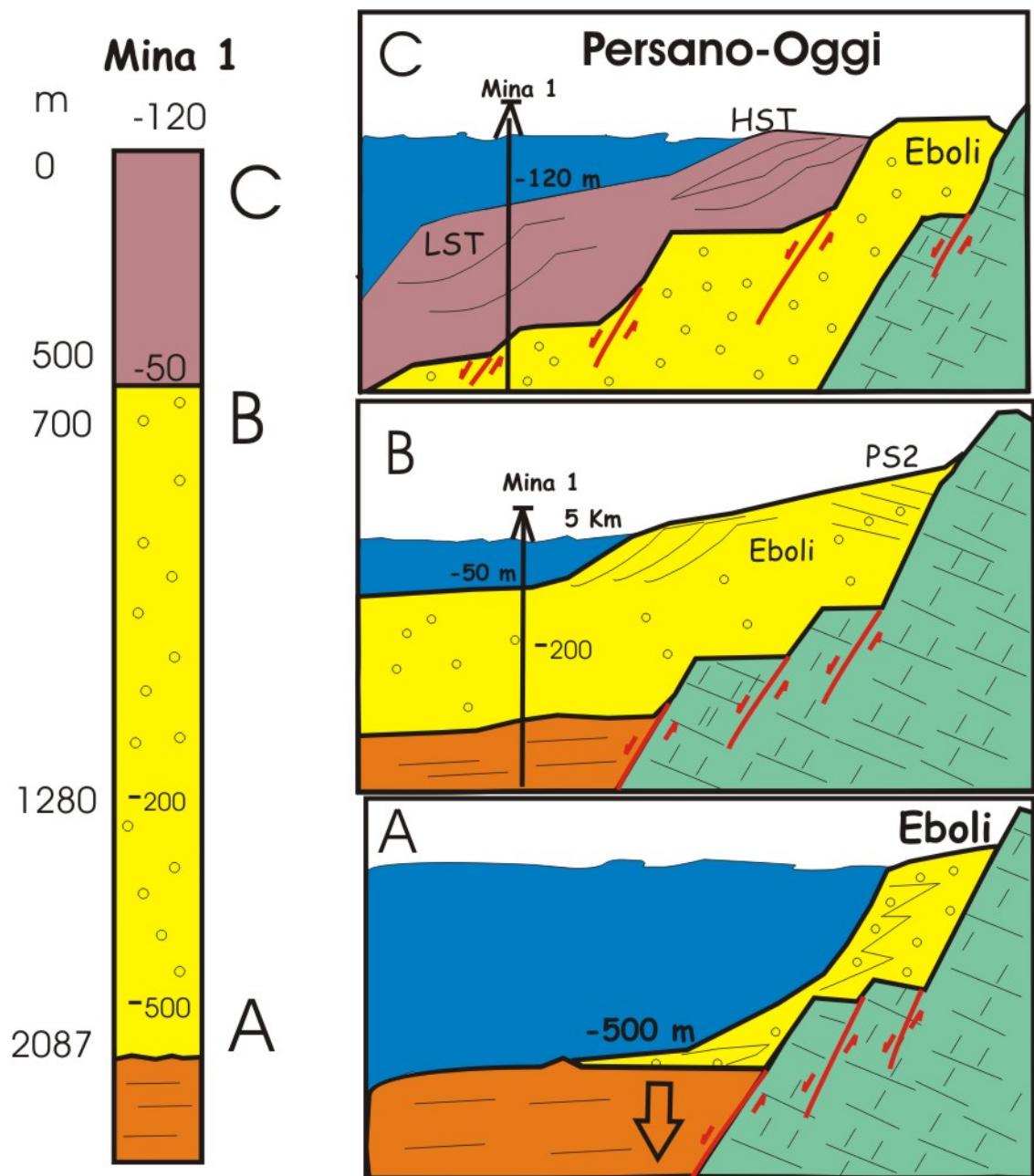
<b>Stadi</b>	<b>Intervallo profondità della successione</b>	<b>Spessori (m)</b>	<b>Paleobatimetrie (m)</b>	<b>Calcolo subsidenza (m)</b>
<b>C Pleistocene medio-sup</b>	(-152 m) - (- 600 m)	448 m	0-50 m	448-(152-50)=346
<b>B Pleist. Inf.-Medio</b>	(-600 m) - (-1170 m)	570 m	50 m	570-(200-50)=420
<b>A Pleist. Inf.</b>	(-1170 m) - (-2087 m)	917 m	500 m	917-(500-200)=617

**Tabella 5.6** - Sono indicati gli spessori, le paleobatimetrie ed il valore di subsidenza tettonica negli stadi A, B e C.

<b>Stadi</b>	<b>Deposizione</b>	<b>Subsidenza tettonica</b>	<b>Grado di compensazione della subsidenza</b>	<b>Profondità bacino in Mina 1</b>	<b>Paleobatimetrie (m)</b>
<b>C</b>	BC=450 m Persano	350	Più che compensata	In aumento di 102 m	0-50 m
<b>B</b>	AB=1500 m Eboli	1000 m	compensata	In diminuzione di 150 m	200 m
<b>A</b>	Presente	Presente	Non compensata all'inizio	In diminuzione di 300 m	500 m

**Tabella 5.7** - Dati sedimentari, geomorfologici e tettonici del Golfo di Salerno





**Figura 5.8** - Schema evolutivo del Golfo di Salerno negli stadi A,B,C

## 5.2 Analisi morfologica della Piana del Sele

La Piana del Sele è un'ampia pianura costiera che si affaccia sul Mar Tirreno con una falcata che va dalla periferia sud di Salerno a quella nord di Agropoli, stabilendo un raccordo a costa bassa tra la scoscesa Costiera Amalfitana e le più dolci scarpate costiere del promontorio cilentano. Tale pianura, che è nota come Piana del Sele o Piana di Paestum, si addentra verso terra sino alla base dei Monti Picentini e delle colline che preannunciano il massiccio dei Monti Alburni e le dorsali calcaree del M. Soprano e M. Sottano. Il perimetro della piana è vagamente assimilabile ad un triangolo, ma l'unico lato pressochè dritto è la fronte marittima, mentre gli altri due (i margini interni decorrenti ai piedi dei primi rilievi appenninici) risultano zigzaganti a causa del controllo esercitato da faglie per lo più ad orientazione NW-SE e NE-SW.

Il più importante corso d'acqua che percorre la piana e che ne sta all'origine, coi suoi apporti detritici, è il Fiume Sele. Esso perviene sulla piana pochi chilometri dopo l'immissione del F. Tanagro e, attraversandola, riceve prima le acque del Torrente Tenza (uscente dalla finestra tettonica di Campagna) e poi, quando è a soli 7 km dalla foce, quelle del F. Calore. Altri importanti corsi d'acqua che hanno contribuito alla crescita della piana sono, da nord verso sud, il Torrente Sordina-Fuorni, il Fiume Picentino; il T. Asa, il T. Rialto, il F. Tusciano, il Fosso Capodifiume (corso di risorgiva carico solo di soluzioni carbonatiche) ed il F. Solofrone.

In quanto a morfologia, va notato che gran parte della Piana del Sele (ad esclusione della cimosa aggiuntasi nell'Olocene) è fittamente reincisa, sia dai sopracitati corsi d'acqua maggiori che da numerose vallecole di basso ordine gerarchico che hanno origine sulla piana stessa. Di conseguenza, le antiche superfici di accumulo sono ridotte a lembi terrazzati o -laddove è stata più fitta la dissezione- a dossi allungati e altimetricamente accordanti che hanno sommità dolcemente convesse. L'inviluppo geometrico di questi relitti rivela che la piana nel suo insieme va innalzandosi verso l'interno (cioè verso NE) fino a raggiungere quote di oltre 100 metri laddove alle alluvioni del Sele si sono sommate le deiezioni del T. Tenza (par. 2.3.2). Analogamente, per azione di altri conoidi alluvionali, si hanno locali incrementi di quota e di pendenza lungo tutto il margine interno della piana. Nelle porzioni più discoste dai rilievi, invece, le antiche superfici di accumulo sono lievemente inclinate verso mare. Ad esempio, tra la base del conoide del Tenza (area a SE di Eboli) e la località Fiocche, i terrazzi che precedono l'incassarsi della rete fluviale nella piana degradano verso SW di soli 20 m (da circa 50 a 30 m s.l.m.) in 8 km. La fascia di piana più esterna e più bassa (tra circa 25 e 12 m s.l.m.) è anch'essa caratterizzata (sempre in termini di inviluppo dei relitti interfluviali) da lieve pendenza media verso mare, mostrando a luoghi profili dolcemente segmentati che suggeriscono una genesi per successive fasi di progradazione costiera.

In sinistra del Sele la piana manifesta una dissezione meno fitta che in destra, ma la planarità dei terrazzi è qui disturbata anche da formazioni travertinose (par. 2.3.3; 2.3.6) organizzate in lobi progradanti che appaiono rilevati di diversi metri rispetto alle coeve superfici alluvionali e palustri. Situazioni analoghe si trovano anche in destra del Sele, ma limitatamente alla zona di Faiano-Pontecagnano.

Sebbene risalente all'Ultimo Interglaciale, il paleocordone costiero detto "di Gromola", esteso da Pontecagnano a Capaccio Scalo (par. 2.3.4), mantiene ancora una certa evidenza morfologica. Tuttavia è solo verso Capaccio, dove è marcato da dune più alte, che esso sporge ancora rispetto alla retrostante piana. Altrove la sua evidenza è dovuta alla incisione di piccole valli ad esso parallele che si impostarono lungo le antiche depressioni retro-cordone. Vicino al Sele (località S. Cecilia e Gromola) anche l'erosione operata da questo fiume ha ridato evidenza al paleocordone smantellando maggiormente i teneri sedimenti lagunari e stagnali cui esso faceva passaggio verso terra.

Alla base del dolce pendio che scende dal cordone di Gromola verso SW, si estende con continuità un'area piatta e pochissimo elevata (di norma tra 1 e 4 metri s.l.m.) che fu occupata da ambienti prima lagunari e poi stagnali verso la fine della trasgressione versiliana. Come mostrano antiche mappe geografiche e carte topografiche (ad esempio, l'Atlante del Regno di Napoli del Rizzi-Zannone), larghi tratti di questa fascia costiera è stata occupata da stagni ed acquitrini sino alle bonifiche operate in epoca borbonica e nel periodo fascista. A questa bassa fascia costiera si lega una appendice ugualmente piatta e poco elevata che penetra entro il solco che il Sele aveva scavato sulla piana durante il tardo Pleistocene. Una fitta serie di canali di drenaggio, collegati tramite collettori a potenti idrovore, consente l'attuale uso agrario di questo territorio depresso.

A delimitare verso mare la sopracitata fascia bonificata, si pongono dei cordoni di sabbie di spiaggia ed eoliche che non si elevano più di 4-5 metri s.l.m e testimoniano fasi di progradazione della costa occorse nella seconda metà dell'Olocene (par. 2.3.7). Questi cordoni costieri tendono leggermente a convergere tra loro andando verso le periferie NE e SW della Piana, mentre le massime spaziature (massimi ritmi di progradazione) si osservano presso il Sele. Una configurazione a cuspidella della costa -ma appena accennata- attesta il ruolo degli apporti clastici del Sele nell'avanzamento tardo-olocenico della costa e l'efficacia distributiva del moto ondoso dominante. Il cordone più esterno, fissato da una pineta piantata negli anni 30 del novecento, conserva ancora la morfologia ondulata delle dune che lo hanno accresciuto negli ultimi secoli. La spiaggia che lo margina verso mare risulta di norma poco ampia e ripida, a causa della tendenza all'arretramento manifestatasi negli ultimi decenni; tendenza che a luoghi ha prodotto berme che attaccano gli antichi depositi dunari.

Fin qui gli elementi geografici che sono ascrivibili alle varie fasi di progradazione costiera conosciute dalla Piana e che risultano organizzati in fasce circa parallele alla costa.. Ma la geografia fisica della Piana del Sele consta anche di elementi, per così dire, trasversali che si legano all'azione dei fiumi che l'attraversano. In particolare, ai fiumi di maggior portata si associano solchi che dissecano la media ed alta Piana anche per alcune decine di metri. Lungo il Sele ed il Calore è stata riconosciuta la policiclicità di questi solchi, con intercalata formazione di terrazzi fluviali sia d'erosione che di deposizione (AMATO *et. al.*, 1991). L'ultima fase di dissezione è quella occorsa durante la regressione dell'Ultimo Glaciale; essa disseca, infatti, anche il paleocordone di Gromola e risulta anteriore alla trasgressione versiliana, tanto che i sedimenti transizionali a questa associati invadono anche il basso tratto del solco scavato dal Sele sulla piana tardo-pleistocenica (par. 2.3.7). Lungo il Sele e il Calore si riconoscono, infine, dei terrazzi a pochi metri sui *talweg* attuali che sono riferibili a pulsazioni dell'impatto antropico sui suoli nel corso degli ultimi secoli ( VITA & FINZI, 1975).

### **5.3 Caratteri geologici e geomorfologici della Piana del Sele**

Nella depressione tettonica, le fasi di subsidenza hanno permesso l'accumulo di estese successioni quaternarie spesse da centinaia a migliaia di metri testimoniate dal log del Pozzo AGIP (SELE 1)<sup>1</sup> talora ricche di episodi litorali (aree esterne della Piana) e assolutamente dominate da depositi marini nell'area del Golfo. Invece, nelle valli che discendono verso questa depressione, i depositi Quaternari sono rappresentati solo da pochi lembi isolati di formazioni epiclastiche (falde detritiche, depositi di conoide e alluvioni intravallive) potenti al più alcune decine di metri e ridotte a lembi sospesi da successive fasi di sollevamento tettonico e/o di dissezione fluviale.

In questa sezione, verranno descritte le caratteristiche delle unità stratigrafiche del Bacino “Piana del Sele-Golfo di Salerno”, di età compresa tra il Pleistocene medio ed l'Olocene individuate e classificate, in seguito agli studi per la realizzazione del Foglio CARG 1:50000 “486 Foce del Sele”.

#### **5.3.1 Sintema Campolongo**

Rappresenta il prisma di sedimenti trasgressivi e progradazionali che si è accreionato sul fronte della piana del Sele nel corso dell'Olocene. L'apice verso terra di tale cuneo poggia lungo declivio che margina ad occidente la fascia di affioramento del Sintema Gromola, tenendosi con le sue facies

---

<sup>1</sup> Il log del Pozzo Sele 1 mostra: tra (-1467 e -410 m) ghiaie con intercalati banchi di argille molto sabbiose; tra (-410 e -310 m) argille sabbiose; da (-310 a quota 30 m) ghiaie e sabbie con banchi di torba nella parte alta.

lacuo-palustri a non più di 3 metri circa s.l.m. e raggiunge una potenza valutata tra 15 e 20 metri all'altezza della costa attuale.

La superficie-limite inferiore viene in superficie come discontinuità geomorfologica rispetto al paleocordone del Sintema Gromola ed ai Travertini di Paestum (brusche rotture di pendenza e modeste ripe d'erosione) e, soprattutto, rispetto alle incisioni che avevano già disseccato i terreni tirreniani (incastrati del Sistema Campolongo CAM entro valli e vallecole incise in quello di Gromola). Particolarmente marcata è la penetrazione "ad incastro" dei depositi di questo Sistema entro il solco inciso dal Sele durante il tardo Pleistocene superiore.

Nel sottosuolo, la superficie-limite inferiore (accertata solo localmente in base a dati di sondaggio) è ipotizzabile come una superficie trasgressiva che generalmente va approfondendosi verso SW, ma che presenta anche solchi trasversali in corrispondenza dei fiumi maggiori. Questo prisma ha spessore crescente verso mare giungendo a -10/-15 metri presso la costa attuale e continua sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno fino ai minimi glacio-eustatici dell'OIS 2. Alcuni sondaggi nella zona di Campolongo-Spineta segnalano, immediatamente a letto di questa superficie, paleosuoli e depositi fluviali che sono tentativamente ascrivibili all'Ultimo Glaciale. Altri sondaggi incontrano invece depositi litorali e transizionali che potrebbero appartenere sia alla parte più esterna del Sintema Gromola, quanto ad altre pulsazioni trasgressive del Pleistocene superiore.

La superficie-limite superiore del Sintema Campolongo è quasi ovunque esposta e coincide con la topografia attuale. Essa è dominata da forme deposizionali poco o niente rimodellate che ben riflettono i processi delle varie facies in cui si articola il Sintema.

L'età del Sintema è ben vincolata da diverse datazioni C14 effettuate sia su materiale vegetale proveniente dai termini pelitici transizionali (campionati a più altezze mediante sondaggi), sia su gusci di lamellibranchi prelevati dalle spiagge dei paleocordoni costieri (BARRA *et al.*, 1998).

La sua parte più antica (Olocene inferiore) mostra il sollevarsi e l'ingredire di un sistema barriera-laguna; la sua parte più recente (Olocene superiore) mostra, invece, crescita progradazionale dei cordoni costieri e, nel retrobarriera, passaggio da ambienti lagunari ad ambienti stagnali e palustri, finalmente colmati da apporti fluviali e, negli ultimi due secoli, da locali colmate di bonifica.

Nel Sintema Campolongo sono state distinte cinque unità di rango inferiore che rappresentano varie espressioni sedimentarie e, pro parte, vari momenti del ciclo ingressivo-progradazionale testimoniato dal sintema. La litofacies eolica è stata distinta in due unità ( $d1_1$  e  $d1_2$ ) sia per alcune differenze composizionali, sia per rimarcare due importanti tappe progradazionali nell'ambito della evoluzione olocenica della Piana del Sele.

### 5.3.2 Le alluvioni tardo Quaternarie del fiume Tusciano

Il sistema Masseria Acqua Santa è costituito da alluvioni ghiaioso-sabbiose e sabbiose con subordinati episodi pelitici, costituite da detrito per lo più carbonatico. Mal esposta, l'unità è nota soprattutto per dati di sondaggi pregressi. Morfologicamente essa dà luogo ad un conoide alluvionale che fuoriesce dalla valle scavata dal Fiume Tusciano nei depositi di piana del Pleistocene medio e superiore.

La superficie-limite inferiore è la citata forma di dissezione scavata nei Sintemi Gromola e Fasanara. Essa si esprime anche in superficie sotto forma di incastro morfologico del conoide entro le morfologie associate ai citati sintemi precedenti. La superficie-limite superiore coincide in buona parte con la topografia attuale, consistendo nella citata morfologia a conoide che caratterizza il Sintema e nelle forme di modesta dissezione che vi si sovrimpongono. Verso valle, la superficie-limite superiore, che qui include anche piccoli gradini di erosione frontale, scompare sepolta sotto i terreni del Sintema Campolongo. In particolare, alcuni sondaggi dimostrano che la parte più avanzata del conoide è stata erosa dal mare e coperta da sabbie di spiaggia del Sintema Campolongo, mentre le ali laterali dello stesso conoide risultano "annegate" da peliti e torbe della laguna olocenica.

Colmando una incisione a "v", l'unità ha uno spessore molto variabile che sembra spingersi sino a una quindicina di metri circa.

Non si hanno elementi per una datazione precisa del Sintema, ma considerando il suo incastrarsi entro una incisione che disseca anche il Sintema Gromola, ed i citati rapporti con i livelli marini del Sintema Campolongo, essa può farsi ricadere nell'intervallo tra il tardo Pleistocene superiore e l'Olocene iniziale. Considerando il probabile legame del conoide con fasi di maggior aggressività climatica, si può ritenere che massima parte del corpo alluvionale in questione sia cresciuto prima del riscaldamento post-glaciale.

Il Sintema Fasanara è caratterizzato da alluvioni a tessitura medio-grossolane costituite da alternanze di sabbie, ghiaie sabbiose e ghiaie a clasti in massima parte calcarei e dolomitici, di dimensioni fino a centimetriche e ben smussati. Contengono rari lenti siltose e limo-sabbiose. Mal esposta, l'unità è segnalata anche da diversi sondaggi. Morfologicamente essa dà luogo ad una sorta di conoide confinato entro una paleovalle.

Il Sintema costituisce una unità fluviale appartenente al basso corso del F. Tusciano che si incastra nel ripiano formato dal Supersintema Battipaglia-Persano colmando quasi completamente un solco che in esso aveva scavato lo stesso fiume. L'unità è a sua volta reincisa dal Tusciano e da altri impluvi minori. La superficie-limite inferiore è la citata forma di dissezione scavata nel Supersintema BP; essa viene in superficie con un modesto gradino che decorre dalla periferia

occidentale di Battipaglia verso SW, fino alla Azienda Spineta. La superficie-limite superiore è un articolato paesaggio d'erosione che per ampi tratti ha modificato la originaria morfologia di accumulo, specie verso valle. Tale superficie d'erosione scompare verso valle sotto i terreni del Sintema Masseria Acqua Santa.

Colmando una incisione a “v”, l'unità ha uno spessore molto variabile che, in base ad alcuni dati di sondaggio, sembra raggiungere una ventina di metri al massimo.

In quanto ad età si osserva che l'unità si incastra entro termini di BP che sono riferibili alla parte alta del Pleistocene medio. La tessitura dei depositi ed il loro spessore consistente fanno ipotizzare una genesi connessa ad una o più fasi fredde. Non essendo chiari i rapporti stratigrafici e geomorfologici con il Sintema Gromola, non è possibile precisare se l'unità precede o segue il Tirreniano. Spessore molto variabile che giunge fino ad una ventina di metri. La sua età è compresa tra il Pleistocene medio finale ed il Pleistocene superiore.

### **5.3.3 Sintema Gromola**

Include tutti i terreni che si depositarono sulla Piana a seguito della trasgressione testimoniata dal paleocordone costiero di Gromola e delle connesse fasi di progradazione costiera e di aggradazione del retro-barriera.

La superficie-limite inferiore viene in superficie come discontinuità geomorfologica rispetto ai ripiani del Supersintema Battipaglia-Persano (piccole paleoscarpate costiere addolcite e discontinue) e, soprattutto, rispetto alle incisioni che avevano già disseccato quest'ultimo (incastrati del Sintema di Gromola entro valli e vallecicole incise in quello di Battipaglia-Persano). Nella zona di Torre-Barriata-Bivio S. Cecilia, la penetrazione “ad incastro” del Sistema di Gromola sulla piana precedentemente costruita dal Supersintema Battipaglia-Persano è facilitata da pregressi ribassamenti lungo faglie orientate SW-NE. Nel sottosuolo, la superficie-limite inferiore (accertata solo localmente in base a dati di sondaggio) è ipotizzabile come una superficie trasgressiva, articolata anche da faglie, che si va approfondendo verso SW, fino a sfumare in una zona con continuità di sedimentazione presso la costa attuale o sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno.

La superficie-limite superiore del Sintema coincide –dove esso è esposto- con la topografia attuale, includendo sia forme deposizionali poco rimodellate (dossi da cordone costiero e ripiani di aggradazione palustre ed alluvionale), sia forme di incisione lineare. Verso SW la superficie-limite sommitale del Sintema Gromola scompare al di sotto del Sintema Campolongo, le cui facies

transizionali e fluviali vengono inoltre a ricoprirla anche invadendo alcune forme vallive preesistenti.

Il Sintema è attribuito sicuramente al Tirreniano per la sua posizione stratigrafica e geomorfologica, nonchè in base a misure di racemizzazione effettuate su lamellibranchi delle sue facies di spiaggia. Queste suggeriscono una attribuzione al sottostadio OIS 5.3 e/o al 5.1 (BRANCACCIO *et. al.*, 1986).

Nel Sintema Gromola sono state distinte cinque unità di rango inferiore che rappresentano varie espressioni sedimentarie e, pro parte, vari momenti del ciclo ingressivo-regressivo testimoniato dall'intero sintema.

### **Depositi di spiaggia**

Costituiti da sabbie e sabbie ghiaiose di spiaggia, talora fossilifere e spesso irregolarmente cementate. Potenti sino a quindici metri circa, raggiungono la quota massima di 13 m s.l.m.

A S. Cecilia, un taglio di canale profondo fino a 6 metri e trasversale alla paleospiaggia, ha permesso di notarvi, tra quota 5m e quota 11m, associazioni di facies che testimoniano una evoluzione da zona di limite piattaforma-spiaggia sommersa (alternanza di sabbie a laminazione incrociata "gibbosa", sabbie a laminazione piano-parallela ed incrociata alla scala dei ripples e livelli argillosi) a spiaggia sommersa inferiore (sabbie a stratificazione incrociata a basso angolo e a grande scala) ed a spiaggia sommersa superiore (sabbie a laminazione incrociata tabulare e piano-parallela con locali intercalazioni di strati e lenti ghiaiose). Il diretto passaggio di questi ultimi depositi a sabbie eoliche viene ascritto ad una fase di deflazione interposta. Le facies di battigia sono invece conservate in altri punti del cordone, come ad esempio a Gromola, dove affiorano sabbie da fini a grossolane, a luoghi ciottolose, che mostrano laminazione piano-parallela ed incrociata a basso angolo, con lamine costituite prevalentemente da minerali pesanti.

### **Depositi di duna costiera**

Costituiti da sabbie medie e fini di duna costiera, talora irregolarmente cementate da calcite e leggermente rubefatte. Localmente caratterizzate da laminazioni incrociate o da concrezioni ricalcanti antichi apparati radicali, queste sabbie sono di norma spesse pochissimi metri, ma raggiungono una dozzina di metri nella zona di Capaccio Scalo, ove conservano una certa prominenza sul retrostante, coevo terrazzo di aggradazione costiera. Questa unità rappresenta probabilmente le fasi di progradazione e di iniziale regressione del ciclo sedimentario costiero rappresentato dal Sintema Gromola. Essa poggia sull'unità dei depositi di spiaggia.



### **Depositi lagunari, stagnali e palustri**

Costituiti da argille azzurre e grigie di laguna, a luoghi fossilifere, talora includenti limi torbosi, passanti verso l'alto e verso l'interno ad alternanze di argille limo-sabbiose, limi torbosi, torbe e sabbie talora ghiaiose a matrice pelitica. Potenza massima di 15 metri circa. La parte inferiore contiene macro e microfossili di ambiente salmastro. Vi sono riferibili anche i resti di *Ippopotamus*, *Anfibius* ed *Elephas Meridionalis*, segnalati presso S. Cecilia da DE LORENZO & D'ERASMO, (1938).

L'unità è in massima parte eteropica e coetanea delle facies di spiaggia, di duna ed alluvionali del Sintema. La sua porzione lagunare si estende verso SW anche sotto, marcando la fase ingressiva del sistema barriera-laguna.

### **Depositi alluvionali**

Sono caratterizzati da alternanze di sabbie limose, limi sabbiosi, limi torbosi, suoli idromorfi e subordinatamente ghiaie ricche in matrice pelitica. Formano riempimenti terrazzati a quote tra 12 e 17 metri entro valli di basso ordine gerarchico che avevano disseccato il Supersintema BP prima della trasgressione associata al Sintema Gromola. Marginalmente includono anche apporti colluviali dai fianchi vallivi che non sono mappabili separatamente.

Eteropica e forse anche leggermente successiva ai depositi eolici, questa unità è potente fino ad alcuni metri.

### **5.3.4 Supersintema Battipaglia-Persano**

Include tutti i sedimenti accumulatisi sulla Piana dopo il ridisegno tettonico dell'area subsidente (ultima fase di forte fagliazione del Supersintema Eboli) e prima della trasgressione tirreniana testimoniata dal Sintema Gromola. Comprende sedimenti di ambiente fluviale, transizionale e marino costiero riferibili a più cicli deposizionali ad influenza eustatica e tettonica. Dati di sondaggio gli assegnano spessori ettometrici (>250 m).

Nel sottosuolo la superficie-limite tra i Conglomerati di Eboli ed i primi termini del Supersintema Battipaglia-Persano (BP) non è ricostruibile per scarsità di sondaggi che la intercettano. Essa viene comunque ipotizzata come una superficie articolata da faglie dirette ed oblique di notevole rigetto - oltre che da morfologie erosionali - sulla base di quanto ricostruibile nelle settori più alti della Piana. Qui, infatti, appare chiaro l'incastro del Supersintema in questione entro il paesaggio a blocchi fagliati che caratterizza gli affioramenti dei Conglomerati di Eboli. Va comunque ricordato che, nel

Golfo di Salerno, dati di pozzo e linee sismiche dimostrano continuità di sedimentazione marina tra gli equivalenti distali delle due unità.

La superficie-limite superiore di BP coincide –per ampi tratti- con la superficie topografica attuale, includendo sia forme terrazzate (superfici di accumulo poco rimodellate), sia forme di incisione lineare e, localmente, scarpate di faglia di rigetto decametrico e molto addolcite dall'erosione. Verso SW la superficie-limite sommitale di BP scompare al di sotto del Sintema Gromola, i cui depositi trasgressivi vengono a ricoprirla invadendo anche alcune forme vallive preesistenti e suturando le faglie che avevano in precedenza dislocato il supersintema in questione. A luoghi la incisioni che caratterizzano la superficie-limite superiore sono più recenti e sono *pro parte* coperte da termini del Sintema Campolongo. L'incisione operata dal F. Tusciano risulta *pro parte* colmata dal Sintema Fasanara.

Considerato nel suo intero spessore, il Supersintema Battipaglia-Persano risulta costituito da intervalli prevalentemente ghiaiosi, sabbiosi e pelitici che si alternano con frequenza verticale da metrica a decametrica. Nella zona più interna (NE) vi sono segnalate anche lenti di travertino.

Dato che questa articolazione è nota solo da pochi sondaggi troppo spazati, la geometria dei vari corpi non è ricostruibile in modo attendibile. Vi si evidenziano tuttavia variazioni riferibili a ripetute migrazioni della linea di costa e discontinuità riferibili a fasi di re-incisione. Gli intervalli pelitici includono talora argille grigie e azzurre fossilifere e talaltra livelli torbosi. Alcuni intervalli francamente sabbiosi o sabbioso-ghiaiosi sono riferibili a sistemi di spiaggia-duna.

In quanto ad età, il Supersintema copre certamente massima parte del Pleistocene medio. La sua base è tentativamente posta intorno al passaggio Pleistocene inferiore- Pleistocene medio per i rapporti con i Conglomerati di Eboli. Il suo tetto viene collocato nel corso del Tirreniano ritenendo valida l'attribuzione all'OIS 5 (parte bassa) di almeno uno dei complessi litorali di Ponte Barizzo e Masseria Stregara (par. 2.3.4) che sono inclusi nel Supersintema ed affiorano in sinistra Sele.

### **Porzione deposta in ambiente di conoide alluvionale**

E' dominata da sedimenti prevalentemente ghiaioso-sabbiosi formati in un ambiente di conoide alluvionale (paleoconoide del Tusciano con apice a Battipaglia). La frazione ghiaiosa (da fine a grossolana) ha clasti quasi esclusivamente carbonatici, provenienti dalle serie mesozoiche dei Monti Picentini. Gli ultimi metri in alto sono costituiti da alluvioni fini (sabbioso-limoso-argillose) con componente piroclastica e con frequenti episodi pedogenetici intercalati. Queste litofacies alluvionali più fini sembrano testimoniare fasi di rimaneggiamento operate da acque dilavanti sull'ampio conoide in una fase in cui esso era già re-inciso in apice dal Tusciano. In sommità è spesso conservato un profondo paleosuolo bruno scuro, ben strutturato, molto decalcificato e

argillificato. Per caratteri e posizione morfo-stratigrafica, questo paleosuolo è attribuibile a fasi di alterazione cominciate durante l' OIS 7.

Nel sottosuolo, l'ultima fase di deiezione ghiaiosa progradante su sedimenti pelitici di stagno, probabilmente costiero, collegabile ad una trasgressione glacioeustatica con tetto a circa 20 m s.l.m. Tali peliti, riferite sulla base di analisi polliniche (CINQUE *et al.*, 2005) ad un periodo interglaciale, sono, per i rapporti con le altre unità attribuibili all'OIS 9. Presso la base dell'intervallo ghiaioso, le analisi polliniche individuano un periodo glaciale, cui sembra appartenere l'ultima fase di deiezione ghiaiosa, che viene tentativamente riferita all'OIS 8.

### **Porzione deposta in ambiente di piana costiera**

E' dominato da sedimenti in massima parte sabbiosi e pelitici, formati in ambienti di piana costiera *l.s.* Dati di sottosuolo consentono localmente di distinguervi: complessi di spiaggia per lo più sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi; complessi lagunari e lacuo-palustri argilloso-limosi, a luoghi ricchi di componente vegetale o di torbe; corpi alluvionali a tessitura per lo più sabbioso-pelitica, ricchi di brevi episodi pedogenetici idromorfi.

Ove ricostruibili i rapporti tra i vari corpi indicano una successione di più cicli trasgressivi, ciascuno dei quali fa migrare verso terra un sistema barriera-laguna. Tali episodi trasgressivi sono riferibili ad *high stand* eustatici ricadenti negli OIS 9 e 7, nonché, probabilmente, nella prima parte dell'OIS 5. L'insieme dei cicli sovrapposti dà luogo ad un assemblaggio progradante di cunei sedimentari costieri. I termini alluvionali sono spesso in eteropia con quelli lacuo-palustri, ma colmano anche incisioni taglienti termini di cicli trasgressivi precedenti. Altre complicazioni stratigrafiche sono localmente date da faglie sin-sedimentarie con rigetti sino ad una decina di metri. L'alluvionale di piana è riferibile al Tusciano verso NW ed al Sele nell'area posta a sud del Canale Lignara e ad est della S.S.18.

Ove conservano le originarie superfici di accumulo sub-orizzontali, questi terreni chiudono in alto con palesuoli bruni molto evoluti (decalcificati e argillosi) che rimandano al contributo di almeno una fase interglaciale. A luoghi vi si sovrappongono sottili coperture di piroclastiti fini, rimaneggiate e pedogenizzate.

### **5.3.5 Analisi morfotettonica del Complesso di Persano**

Riguardo alla tettonica che ha accompagnato la deposizione del Supersintema BP, si segnala anche che l'analisi geomorfologica condotta su foto aeree e carte topografiche 1:5000 ha messo in evidenza sia alcune scarpate di faglia che delle forme di erosione selettiva lungo faglia. Queste ultime si manifestano lungo la rete di vallecicole che erodono l'unità BP, che a luoghi manifesta carattere di susseguenza dando luogo a bruschi gomiti e tratti rettilinei allineati. Tali evidenze si

allineano talora con scarpatine che disturbano anche il top deposizionale dell'unità BP, ma più spesso rappresentano l'unica evidenza dei lineamenti su cui si pongono. Questo secondo caso si può spiegare o ammettendo che le faglie in questione siano suture dai termini sommitali della successione (attività cessata prima della fine della deposizione del supersintema), oppure che i gradini da esse eventualmente creati sui ripiani deposizionali siano stati cancellati dalle fasi di rimodellamento tardivo di detti ripiani. In entrambi i casi si deve escludere che tali linee tettoniche abbiano avuto rilevante attività recente.

Diverse vallecole susseguenti manifestano dei profili trasversali asimmetrici e ciò viene messo in relazione al fatto che le dislocazioni da esse seguite accostano sedimenti a diverso grado di erodibilità; il che può avvenire anche con rigetti modesti (metrici) vista la fitta variabilità litologica verticale che spesso caratterizza i terreni implicati.

Gli elementi di tettonica fragile messi in evidenza dalle citate forme di erosione selettiva hanno prevalentemente direzione circa E-W e sono stati notati anche negli affioramenti di BP presenti tra Battipaglia e Pontecagnano. Secondi per diffusione sono quelli di direzione "appenninica" (NW-SE) ed ancora più rari ed incerti quelli di direzione circa N-S.

Tra i lineamenti cui si associano anche piccole e dolci scarpate di faglia, spiccano per evidenza quelli di uno sciame ad orientamento N50° che passa per la zona di Torre Barriata- La Storta. Si tratta di faglie ribassanti verso SE che sono state suture dai depositi e dalle morfologie deposizionali del Sintema Gramola (Tirreniano). I gradini morfologici cui danno luogo sono alti pochi metri, ma dei sondaggi reperiti per la zona del ponte sul Sele di Fiocche assegnano ad una di esse un rigetto di circa 30 m in massima parte compensato da sedimentazione differenziata (depocentro sul blocco ribassato) ascrivibile alla parte finale del Supersintema.

All'attività di questo sciame nel corso del tardo Pleistocene medio si può verosimilmente imputare la definizione (a grande scala) dell'attuale tracciato finale del F. Sele, il quale divaga entro un solco che è, appunto, accostato alla base della gradinata di terrazzi duplicati che tali faglie creano. Che tale tracciato fosse già impostato nel Tirreniano lo testimoniano i depositi di foce che si interdigitano alle facies di spiaggia del Sintema Gromola in località Masseria S. Cecilia. Prima delle citate dislocazioni tettoniche, il tratto finale del Sele poteva decorrere in direzione più vicina alla E-W, come suggerisce la abbondanza di ghiaie ascrivibili a questo fiume in alcuni sondaggi.

Sulla base di alcune evidenze geomorfologiche e di alcuni dati stratigrafici è possibile ipotizzare la presenza di altri disturbi tettonici che hanno condizionato la evoluzione sedimentaria dell'unità BP e la geometria del paleoconoide terminale che il F. Tusciano costruì al suo sbocco sulla piana costiera dopo aver attraversato la forra con cui esso taglia le colline costituite da Conglomerati di Eboli.

Uno di questi disturbi (mal definibile, ma ribassante a settentrione e con almeno un tratto E-W) dovrebbe passare nel solco del torrente Lignara, oggi ridotto a canale artificiale. Infatti nell'area a sud di tale incisione l'unità BP presenta un terrazzo sommitale che a nord scompare. Questo ampio e dolce terrazzo, l'estrema propaggine sudoccidentale è posta intorno a quota 30 m nella zona di Bivio di Cioffi. Sebbene con qualche difficoltà legata ad ondulazioni di rimodellamento, tale terrazzo può essere seguito verso NE fino alla periferia sud di Eboli, dove raggiunge quote intorno a 50 m. Poco sotto la superficie di tale terrazzo, sono stati ritrovati depositi pelitici di ambiente transizionale a quota 29 m presso il Podere S. Anna (Località La Verdesca). A nord del solco del Lignara, al contrario, si osserva una morfologia a ventaglio che ha apice presso la forra tagliata dal Tusciano nei Conglomerati di Eboli e che degrada in modo piuttosto regolare sino ad almeno 25m di quota. Verosimilmente detto paleoconoide è cresciuto all'interno del settore depresso in sinistra Lignara, coprendo i terreni che in sinistra Lignara formano il sopracitato terrazzo di quota 30.

Un altro lineamento tettonico che disturba l'unità BP può essere ipotizzato poche centinaia di metri ad est della SS 18 sulla base di una brusca variazione litostratigrafica osservata confrontando diversi sondaggi. Si tratterebbe di una faglia ad andamento circa N-S ribassante a occidente ed in grado anch'essa di confinare la crescita del paleoconoide del Tusciano.

Un'ulteriore faglia presunta potrebbe decorrere in direzione N150° da Podere Cioffi a Masseria La Storta. Essa potrebbe spiegare il gradino, molto addolcito dall'erosione, che separa dei ripiani a quota 25 m da quelli a quota 20 m circa.

In definitiva lo spessore e la distribuzione dei vari episodi fanno ritenere che, il Supersistema nel suo insieme sia frutto di più cicli sedimentari, avvenuti sotto il controllo congiunto di fluttuazioni eustatiche e di una storia tettonica che ha incluso, una prima fase di prevalente subsidenza (>200 m circa) abbastanza compensata dai ritmi di aggradazione sedimentaria, seguita da una fase di prevalente sollevamento (fino a circa 50 m nelle porzioni più interne e più antiche del Supersistema). Nel corso della fase di sollevamento sembra essersi avuto un assemblaggio progradante di cunei sedimentari (quasi certamente di high stand) mentre la precedente subsidenza sembra aver favorito eventi di onlap molto più marcati.

## 5.4 Sintesi sull'evoluzione morfotettonica e sedimentaria del Golfo di Salerno e della Piana del Sele

L'area costituiva parte del *wedge* appenninico in corso di strutturazione nel Miocene medio e superiore pro parte.

I dati derivanti dal Golfo di Salerno indicano che il riempimento di questo graben poggia su di un substrato costituito da due embrici principali. Questi sono correlabili rispettivamente con l'alloctono ligure-unità del Cilento (sovrastante un'unità carbonatica) a SE e con l'unità carbonatica Alburno-Cervati con la relativa copertura miocenica -nella zona centrale- che vengono a contatto lungo la "linea del Sele" (BARTOLE *et al.*, 1984; SACCHI *et al.*, 1994).

Correlando tentativamente la superficie di erosione impostata sul substrato pre-riempimento (le unità ligure-cilentane) con i relitti di paleosuperfici medioplioceniche presenti nell'area cilentana (dove sono sospesi intorno a 1000 m di quota), si può ipotizzare che in questo settore lo sprofondamento inizia solo più tardi.

Nell'area a nord della "linea del Sele", si registra poi la deposizione di una successione epiclastica poligenica rinvenuta, nel Mina 1 tra 2700 e 2100 m di profondità (cfr. par 5.1). Questi depositi potrebbero correlarsi con i conglomerati mediopliocenici di Sala Abbagnano (cfr. Cap. 6), affioranti ai margini della Piana, oppure rappresentare una unità sedimentaria locale, alimentata dall'alto, attualmente sommerso, che costituisce il prolungamento del promontorio cilentano.

Solo in seguito, nel Pleistocene inferiore, si registra la nascita del Golfo che successivamente si approfondirà. L'individuazione del Golfo è imputata ad una master fault orientata NE-SW ed ubicata al margine della penisola sorrentina-costiera amalfitana (BARTOLE *et al.*, 1984; MOUSSAT *et al.*, 1986; SACCHI *et al.*, 1994; CAIAZZO *et al.*, 2000). Queste dislocazioni sono guidate da estensione in direzione NW-SE (evento tettonico ET2 in CAIAZZO *et al.*, 2000).

L'assetto strutturale del substrato pre-aterniano e l'architettura del riempimento del Golfo indicano che ai ribassamenti contribuiscono faglie con orientazione NW-SE, oltre a faglie con orientazione anti-appenninica sintetiche della master fault (BARTOLE *et al.*, 1984; ARGNANI *et al.*, 1989; BERTOTTI *et al.*, 1999) ed almeno due principali faglie, antitetiche della master fault, presenti nella zona a S del Golfo. Tra esse, quella che crea rigetti maggiori coincide con la "linea del Sele", a sud della quale il tetto del substrato risale dolcemente verso SE (BARTOLE *et al.*, 1984; SACCHI *et al.*, 1994): presso questo limite del bacino, la sequenza pleistocenica si riduce a solo poche decine di metri (ARGNANI *et al.*, 1989). Questo assetto dell'offshore si rispecchia nell'assetto complessivo dell'area emersa circostante il Golfo: alla master fault del bordo meridionale del bacino si associano ora le ripide falesie strutturali della penisola sorrentina, mentre il bordo SE della piana degrada per

mezzo di un dolce paesaggio collinare annegato dai depositi che riempiono la parte emersa del graben.

In seguito a questi ribassamenti, nell'area centrale del Golfo (log Mina 1; AIELLO *et al.*, 1997) si accumulano circa 2100 m di depositi in ambiente marino. Sulla Piana del Sele tali eventi tettonici trovano espressione indiretta nella potente successione epiclastica quaternaria del Pozzo Sele 1 (ubicato a nord della prosecuzione della "linea del Sele") rinvenuta per oltre 1400 metri senza incontrarne la base (cfr. par. 5.3), e comprovante la nascita di cospicui spazi di accomodazione, nonché le prime fasi di forte sollevamento ed erosione dei Monti Picentini (cfr. par. 7.4).

La reinterpretazione delle associazioni faunistiche del log Mina 1 condotta con questo studio indica che, nel Golfo, si individuano diversi momenti nell'approfondimento. In particolare, durante una prima fase, la subsidenza è valutabile nell'ordine di un migliaio di metri e trova registrazione nell'intervallo A-B nel log. In questa fase, la sedimentazione supera in spessore la subsidenza e la paleobatimetria passa da -500 m circa a -50 m circa. (cfr. par. 5.1).

Verso l'inizio del Pleistocene medio, l'area del Golfo di Salerno e della Piana del Sele, è soggetta ad una nuova fase di forte subsidenza, quantificabile in circa 350 metri a mare, con la sedimentazione di circa 400 metri di depositi, e a terra trova espressione nel Supersintema di Battipaglia-Persano (cfr. par. 5.4.4 -5.4.5). Nella Piana, la fase di subsidenza permise la presenza di più episodi di ingressione di ambienti marini e transizionali, in alternanza a periodi di progradazione e regressione con l'aiuto congiunto dei cicli glacioeustatici. Nella porzione alta della Piana seguì successivamente un leggero sollevamento di circa 50 metri. Nel Supersintema sono presenti sulla Piana del Sele, lineamenti tettonici, con associati rigetti di qualche metro, messi in evidenza da forme di erosione selettiva (incisioni su faglia) che hanno prevalentemente direzione circa E-W; altri, secondi per diffusione, sono quelli aventi direzione "appenninica" (NW-SE) ed ancora più rari ed incerti quelli di direzione circa N-S. Inoltre, la presenza di scarpate morfologiche e di dislocazioni nel sottosuolo (rilevate dai sondaggi ubicati a brevissima distanza l'uno dall'altro) suggeriscono che nel corso del tardo Pleistocene medio dei lineamenti secondo uno sciame orientato NE-SW, con rigetti fino a 30 m, siano stati attivi e responsabili della attuale collocazione del corso fluviale del Sele nel suo medio tratto (località Fioche di Eboli). Un altro lineamento tettonico disturba l'unità BP ad est della SS 18 ad andamento circa N-S e ribassante a occidente.

Durante il Pleistocene medio finale ed il Pleistocene superiore nella Piana si incastrano, durante una o più fasi fredde, dei piccoli conoidi alluvionali come quelli del Sintema Fasanara (cfr. par.5.4.2) che colma, nel basso corso del F. Tusciano, quasi completamente un solco che aveva scavato lo stesso fiume nel ripiano formato dal Supersintema Battipaglia-Persano.

Nel corso del Pleistocene superiore si formava, a seguito dell'innalzamento glaciale eustatico dell'Ultimo Interglaciale, il Sintema Gromola, testimoniato da depositi marino- costieri e fluvio-transizionali (cfr. par. 5.3.3). Il suo assetto deposizionale, nel settore di piana a N del Sele, era in parte controllato da ribassamenti verso SE lungo faglie orientate circa NE-SW.

Nelle fasi finali del Tirreniano (sottostadio 5.1) o durante un interstadiale del Wurm (Stadio isotopico 3), a giudicare dai litotipi ritrovati in sondaggi ubicati in località Spineta-Campolongo, si sviluppava una piana composta di ambienti sia litorali che lagunari e fluviali. La quota relativamente alta alla quale si rinviene questa antica piana costiera ammetterebbe un sollevamento tettonico di 10-20 m che ben si inquadra nel locale contesto geologico, ovvero con le attuali quote dei retrostanti cordoni costieri tirreniani.

Durante la regressione legata all'Ultima Glaciazione Wurmiana, la linea di costa migra verso mare di circa 15 km verso il largo (BUDILLON *et al.*, 1994), facendo emergere la piattaforma continentale. Si ha così la formazione di paesaggio di erosione, impostato su corpi prima sommersi appartenenti al Sintema Gromola. Nella bassa Piana del Sele sono evidenti attualmente dei solchi che dovevano avere continuità sulla piattaforma continentale emersa, facilitati ad individuarsi anche dal sollevamento tettonico che la zona continuava a subire. Sulla Piana uno di essi è riempito da depositi fluvio-torrentizi del Sintema Masseria Acqua Santa (cfr. par. 5.4.2).

Nel corso dell'Olocene (cfr. par. 5.4.1), il concorso di un sensibile sollevamento tettonico e della risalita glaciale eustatica Versiliana fa accrescere il Sintema Campolongo costituito da un prisma di sedimenti trasgressivi e progradazionali che si è accrezionato sul fronte della Piana del Sele.

Dai dati paleoambientali e dalle datazioni sinora disponibili, si ricava dai depositi del Sintema Campolongo (cfr. par. 5.4.1) uno scenario di ingressione accompagnato da aggradazione ricoprente tutta o quasi tutta la prima metà dell'Olocene, portando la coppia ridge-backridge (cordone-laguna) sempre più all'interno ed a quote via via più alte (da circa -15m fino a circa +3 m rispetto allo zero attuale).

Il complesso di cordoni costieri che si esprime anche in morfologia, rappresenta la fase di prevalente progradazione della costa che si è avuta nel corso della seconda metà dell'Olocene.



## **Capitolo Sesto**

### **I rilievi collinari bordieri alla Piana del Sele**

#### **6.1 Introduzione**

La Piana del Sele prima di passare ai retrostanti Monti Picentini, risulta essere delimitata da una serie di rilievi collinari, costituiti prevalentemente da depositi epiclastici continentali e successioni terrigene di ambiente marino di età compresa tra il Miocene superiore ed il Pliocene Inferiore (par. 2.4.1).

Tale fascia collinare, interposta fra la Piana ed il fronte occidentale dei Monti Picentini, risulta essere discontinua per la presenza di valli trasversali di origine fluviale e/o tettonica.

Ai fini di una reinterpretazione in chiave morfoevolutiva e morfotettonica di questa importante unità si è ritenuto opportuno effettuare un rilevamento di dettaglio su base topografica in scala 1:5000, nonché un'analisi morfostrutturale mirata ad individuare le relazioni geometriche e temporali tra forme del modellamento e struttura tettonica.

Di seguito sono riportati i dati raccolti e le elaborazioni effettuate per questa estesa unità geomorfologica che per comodità di esposizione viene suddivisa nei seguenti settori:

Sala Abbagnano, Giovi, Montena, Monte Vetrano, Faiano-Montecorvino e Battipaglia- Eboli, Puglietta.

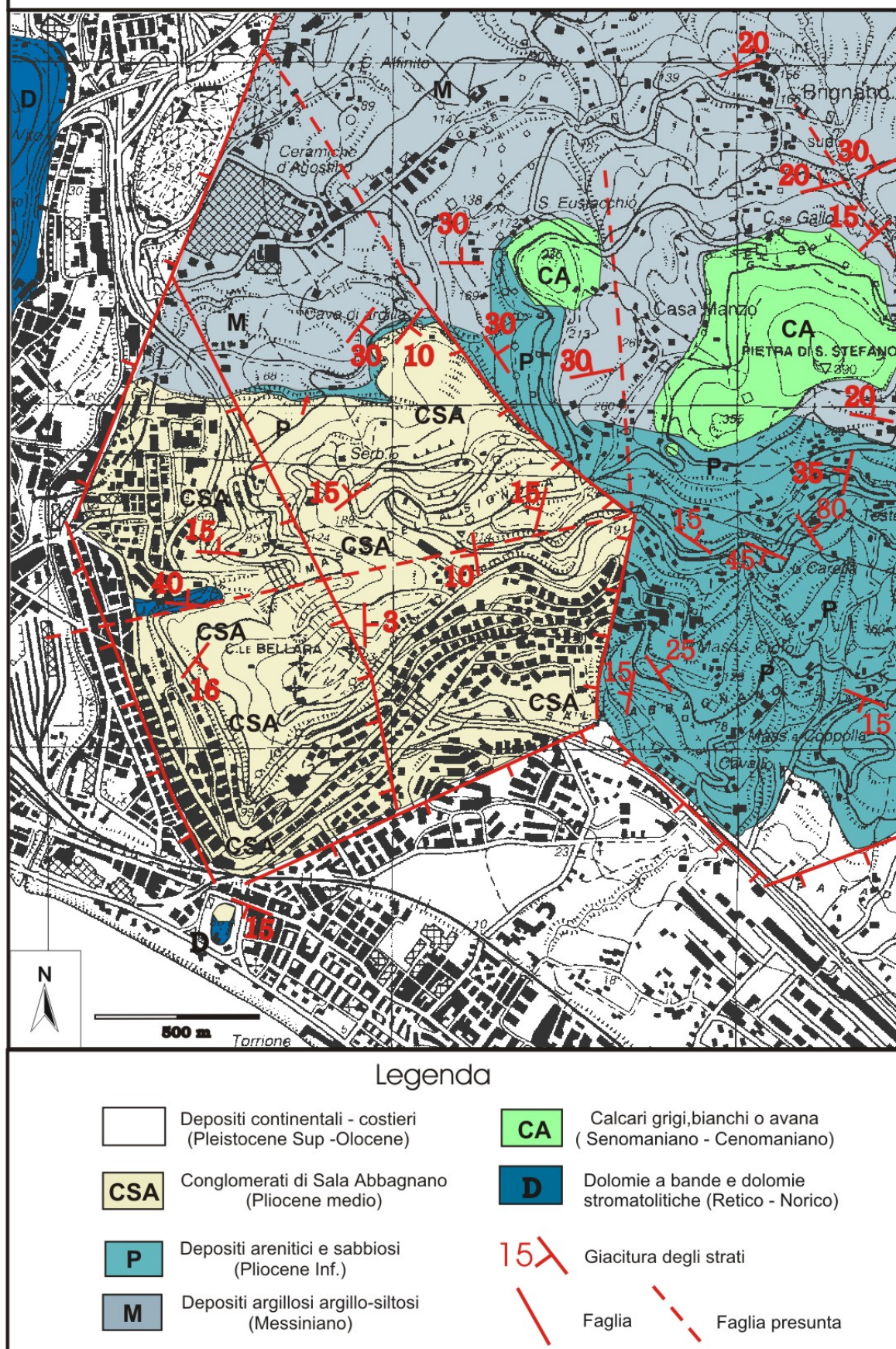
#### **6.2 Settore di Sala Abbagnano**

La collina di Sala Abbagnano si estende a partire dal litorale del quartiere Torrione di Salerno fino a località Brignano, occupando l'intera zona denominata Sala Abbagnano, marginata ad ovest dal fiume Irno. Essa si eleva sino a quote intorno a 250 m s.l.m. e, in pianta, ha una forma quadrilatera delimitata da versanti che risultano piuttosto ripidi, soprattutto nel loro tratto basale.

Essa risulta incisa da valloni impostati in corrispondenza di linee di faglia ove i rigetti non hanno più espressione morfologica, oramai cancellati dall'erosione, e presenta una morfologia da monte verso valle a gradinata. Alcuni versanti sono rettilinei in pianta e presentano una forma planare, suggerendo l'esistenza di una faglia oppure di aver subito erosione marina o fluviale. Altri hanno forma concavo-convessa e presentano maturità morfologica più elevata, denunciando di aver subito processi di modellamento di tipo *slope-decline*.

L'analisi morfostrutturale ed il rilevamento geologico-geomorfologico hanno permesso di ricostruire la successione sedimentaria dei conglomerati presenti nella collina di Sala Abbagnano e di definire la geometria della fagliazione da cui è stata interessata.

## Carta geologica del settore di Sala Abbagnano



**Figura 6.1** – Schema geologico del settore di Sala Abbagnano (Salerno).

Inoltre, i vari affioramenti diffusi nell'area hanno permesso di individuare i passaggi stratigrafici tra le varie litofacies e di chiarire le relazioni spaziali e geometriche tra i vari termini.

La base della successione qui denominata "Conglomerati di Sala Abbagnano" è stata ricostruita grazie a diversi affioramenti (cfr. fig. 6.1). Uno di essi è quello in località Case Manzo, dove uno scavo per la realizzazione di un muro di contenimento ha permesso di rinvenire un affioramento di megabrecce calcareo-dolomitiche cementate riconducibili a flussi iperconcentrati fluvio-torrentizi. Di questo deposito non erano esposti i limiti stratigrafici inferiore e superiore. Esso, tuttavia, si rinvia all'interno di un'area caratterizzata dalla presenza dei termini finali del ciclo Mio-pliocenico ed, in particolare, all'interno di un blocco in cui i terreni alto miocenici-pliocenici e i conglomerati risultano relativamente sollevati da una gradinata di faglie. Tuttavia, alla base di uno di tali blocchi, relativamente ribassato, si rinviene una placca isolata di brecce stratificate a clasti centimetrici calcareo-dolomitici di circa 10 metri di spessore, costituente il lato Nord della piccola collinetta dolomitica dove è situata la Polveriera di Salerno (località Torrione, quota 25 m). Brecce simili, aventi uno spessore di 20 metri sono state rinvenute in un altro affioramento, in località Masso della Signora, dove poggiano su dolomie triassiche e passano verso l'alto ad altri termini della successione conglomeratica.

L'insieme di queste osservazioni porta a concludere che le brecce affioranti in località Case Manzo possano costituire la base della successione in appoggio, a luoghi, su termini terrigeni sabbiosi del ciclo Mio-Pliocenico e, a luoghi, sui termini di piattaforma dolomitici retico-norici. Altrove il substrato della successione è di altra natura, costituito da terreni sicilidi oppure da terreni silicoclastici. L'assenza, in altri affioramenti, di brecce simili a quelle descritte alla base della successione di Sala Abbagnano potrebbe essere dovuta ad eventi erosionali; d'altra parte, non si può escludere che la successione epiclastica in altri luoghi sia caratterizzata alla sua base da altre litofacies, eteropiche di quella descritta.

I dati portano comunque a ritenere che la successione dei Conglomerati di Sala Abbagnano poggia in forte discordanza su depositi appartenenti alle unità di piattaforma carbonatica e su quelle unità silico-clastiche marine del Messiniano e del Pliocene Inferiore, mentre è ricoperta, ma solo nei bassi che circondano la collina omonima, da depositi detritico-torrentizi misti a materiale piroclastico attribuibili al Pleistocene Superiore - Olocene.

In un fronte di scavo di una cava abbandonata ampio circa 35 metri (vedi fig. 6.2) si è osservata una successione di conglomerati poligenici, in matrice sabbioso-argillosa, costituita, per circa il 30 %, da clasti eterometrici (fino a blocchi) delle unità Sicilidi e delle unità silicoclastiche Mio - Plioceniche e, per un 40%, da clasti calcarei, calcareo-dolomitici e dolomitici di piattaforma carbonatica di ghiaie grossolane talora ben arrotondate.





**Figura 6.2** – Affioramenti del membro poligenico della successione dell'Unità dei Conglomerati di Sala Abbagnano

La sequenza ha un aspetto complessivamente massivo, ma in corrispondenza di intercalazioni e orizzonti sabbioso-argillosi di colore marrone giallastro, è evidente la stratificazione.

Lungo la strada che conduce da via Luigi Quercia a Giovi, si rinviene una successione sabbiosa e sabbioso-argillosa di circa 40 metri di spessore, sottilmente stratificata e con laminazioni concavo-parallele, poggianti stratigraficamente su conglomerati poligenici (affioranti lungo la linea ferroviaria) correlabili a quelli della predetta cava.

In diverse zone della parte più alta della collina di Sala Abbagnano, si rinviene una sequenza di brecce poligeniche a blocchi e ghiaie, che dal basso verso l'alto manifesta un aumento della componente clastica calcareo-dolomitica. Nella parte bassa i depositi sono stratificati con presenza di un'abbondante matrice sabbiosa e con strutture tipo *sheet flow*. La parte sommitale invece si caratterizza per la presenza di strutture e caratteri tessiturali da *debris-flow*.

Riassumendo la successione ricostruita dei Conglomerati di Sala Abbagnano CSA, potente circa 200 metri, dal basso verso l'alto, si articola nei seguenti membri:

CSAa – Magabrecce, dello spessore di 5 metri circa poggianti su substrato terrigeno Mio-Pliocenico, o brecce a clasti centimetrici calcareo-dolomitici stratificate di circa 20 metri di spessore poggianti su substrato dolomitico retico-norico;

CSAb - Conglomerati poligenici ed eterometrici con subordinati intervalli sabbiosi, spessi circa 35-50 metri;

CSAc - Sabbie, sabbie argillose, giallastre sottilmente stratificate, di circa 40 metri di spessore;

CSAd - Conglomerati poco maturi, eterometrici e poligenici, spessi circa 100 metri.

L'assetto degli strati e dei corpi stratoidi è molto articolato, registrando una variabilità delle direzioni anche su brevi distanze, anche laddove non sono presenti disturbi tettonici. Ciò, insieme ai caratteri sedimentologici, fa attribuire la successione ad un corpo di conoide probabilmente a crescita polifasata. La successione dei Conglomerati di Sala Abbagnano, risulta spesso basculata (con inclinazioni fino a circa 45° circa) ed è chiaramente disarticolata da una tettonica estensionale secondo due sistemi principali di fagliazione orientati NW-SE ed NNE-SSW.

Il primo sistema è costituito da tre lineamenti e configura una geometria a gradinata di faglia molto addolcita ribassante verso SW che da luogo a contatti laterali tra l'unità epiclastica continentale e la successione terrigena mio-pliocenica.

Il secondo sistema di faglie pone a contatto CSA con i depositi più recenti. Data la giovanilità morfologica delle scarpate tettoniche che essa ha generato, si ipotizza che questo sistema sia notevolmente più recente dell'altro, del quale riattiva peraltro qualche piano.



L'assetto morfostrutturale dell'area mostra chiaramente come sia stata la tettonica del secondo sistema di faglie a delineare l'attuale paesaggio.

Dalle caratteristiche dell'assetto tettonico si ritiene ipotesi plausibile che la successione epiclastica continentale CSA doveva poggiare sui depositi silicoclastici mio-pliocenici quest'ultimi substrato di una serie di *klippen* calcareo-dolomitici (confronta affioramenti).

Si ipotizza che tali depositi rappresentino l'apice di un conoide alluvionale con continuità oltre il pozzo Mina 1 formatisi in conseguenza al sollevamento ed erosione degli embrionali Monti Picentini su cui venivano smantellate le coperture terrigene. Sulla base di altre considerazioni potrebbero avere un altro significato (cfr. par. 6.10) vengono ma comunque vengono inquadrati nel Pliocene medio.

### 6.3 Settore di Giovi

La zona occupata dalle colline di Giovi (fig. 6.7 par. 6.4) si presenta come una dorsale orientata WNW-ESE delimitata da due versanti speculari di cui quello esposto a nord si raccorda al fondovalle del torrente Sordina, mentre quello esposto a sud degrada verso la piana costiera di Salerno. Tale dorsale è confinata ad ovest dalla collina di Sala Abbagnano e ad est dal solco del torrente Maricondo che la disgiunge dalle colline della zona di Montena.

Il settore di Giovi è caratterizzato prevalentemente da una successione terrigena di origine marina poggiante con contatto stratigrafico molto discordante su un substrato composto da terreni sicilidi. La successione è costituita da argille (60-90 m circa) (fig. 6.3) del Messiniano (pre-gessi) seguite in discordanza da una più spessa



**Figura 6.3** – Affioramento “argille messiniane”



**Figura 6.4** – Affioramento “sabbie del Pliocene inf.”

successione (fino a 200 m circa) di arenarie e arenarie sabbiose (fig. 6.4) del Pliocene inferiore (vedi par. 2.4.1). Durante i rilievi si sono rinvenuti nel membro arenaceo della successione, talora

ben stratificato, dei livelli conglomeratici a clasti eterometrici poligenici di natura carbonatica, silicoclastica e gessosa, nonché gusci lamellibranchi nei livelli arenitici.

L'elevazione massima raggiunta è di circa 390 m di quota in località "Pietra Santo Stefano", sulla cui cima è presente un corpo di natura carbonatica. La sequenza terrigena affiora dalla base della collina sul lato esposto verso Salerno, mentre sul lato che scende verso la valle del Sordina, la successione poggia su terreni sicilidi a quote variabili tra 100 e 150 metri s.l.m..

Il paesaggio associato alla successione di Giovi (fig. 6.5), è caratterizzato da un rilievo dolcemente articolato che tuttavia include, nella parte alta, una serie di cime a forma conica delimitate da versanti a pendenza più elevata.

I caratteri morfologici sono legati dalla combinazione di motivi geomorfologici, litostrutturali e tettonici.



**Figura 6.5** – Panoramica del settore di Giovi

Intensi e frequenti sono i processi di morfoselezione legati a franosità puntuale e diffusa, insieme al ruscellamento superficiale concentrato, impostatisi principalmente sulle litofacies tenere della successione.

Le varie culminazioni morfologiche delle colline di Giovi sono impostate sia su termini argillosi che su quelli arenacei. Esse rappresentano spesso delle "mesa" di piccola estensione le cui sommità sub-pianeggianti sono talora concordanti con la stratificazione; a luoghi, tuttavia, esse appaiono come dei relitti di fasi di planazione del rilievo, in quanto tagliano gli strati inclinati.

I pendii marginali mostrano elementi a debole pendenza che sono impostati su porzioni prevalentemente argillose della successione e sono distribuiti principalmente lungo i versanti che a Nord e a Sud separano la dorsale dai bassi morfologici circostanti.

Dall'analisi morfostrutturale, si evince che diversi versanti presentano profili gradinati da elementi che hanno altezza costante e rappresentano delle vere e proprie "cornici litologiche" impostate probabilmente sui termini arenacei della successione.

Generalmente la successione si rinviene con giaciture poco o abbastanza inclinate (da 10 a 35 gradi), tranne in alcuni casi in cui gli strati presentano giaciture quasi verticali; tali situazioni si riscontrano solo nelle immediate vicinanze di faglie. La distribuzione delle giaciture fa ritenere che la successione sia disturbata da dolci pieghe di ampio raggio e da faglie ad alto angolo. Queste

ultime appartengono a due sistemi di cui il primo ha orientazioni tra NW-SE e WNW-ESE ed il secondo direzione NE-SW.

Alcune culminazioni del settore di Giovi si associano ad affioramenti di natura carbonatica (Pietra di S. Stefano, Colle Pignolillo e Località S.Eustacchio) che sul Foglio Salerno 185 della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 sono mappati come calcari cretacici di piattaforma e, per le geometrie che vi sono riportate, possono essere interpretati come culminazioni del substrato circondate dalle successioni mioceniche-quadernarie.



**Figura 6.6** – Calcari cretacici costituenti la parte alta del colle di Pietra S. Stefano

Dai rilievi effettuati risulta che, almeno a luoghi (verso la cima di Pietra S. Stefano) questi terreni sono costituiti da strati integri di calcari (fig. 6.6) grigi inclinati  $10^\circ$  e immergenti generalmente a N. Tuttavia, per quanto riguarda i rapporti tra questi calcari e gli altri terreni circostanti, le osservazioni effettuate inducono a ritenere che si tratti di piccoli *klippen*.

Questa ipotesi è sostenuta dalle seguenti osservazioni:

- in località Case Gallo dopo una fontana si è potuta osservare, nonostante le diffuse coperture detritiche, piroclastiche e pedologiche, la sovrapposizione dei calcari su sabbie gialle con livelli ghiaiosi poligenici da attribuirsi al membro arenaceo risalente al Pliocene inf. della successione di Giovi, nonché su argille messiniane di essa;
- allineamento di sorgenti intorno alla periferia del blocco calcareo.
- la presenza di terrazzetti di erosione selettiva che avvolgono la cima di Pietra S. Stefano e che probabilmente riesumano un piano di accavallamento tettonico;
- lo stato fortemente cataclastico della parte bassa dei corpi in questione.



In definitiva, i corpi in questione appaiono come tre residui di una scaglia tettonica messasi in posto non prima del Pliocene inferiore.

Ciò è in accordo anche con la ricostruzione proposta da BAGGIONI, (1973)

Dalla distribuzione generale degli affioramenti, detto accavallamento sembra suturato dai Conglomerati di Sala Abbagnano.

Rimane dubbio se la sovrapposizione dell'unità carbonatica sui terreni pliocenici si sia prodotta in seguito ad un'accavallamento di origine compressiva con normale vergenza appenninica oppure di tettonica gravitativa estensionale (cfr. Cap. 8).

A tale proposito si ricorda che PAPPONE G. & FERRANTI L. (1995) ricostruiscono una fase di iperestensione con direzione circa N-S che avrebbe generato importanti faglie normali a basso angolo nella zona Piana del Sele -Monti Picentini. Per essa gli autori propongono che si sia realizzata dal tardo Miocene-Pliocene per cessare nel medio-tardo Pliocene-Pleistocene Inf..

## 6.4 Settore di Montena

Il rilievo collinare di Montena (fig. 6.6-6.7), costituito da depositi epiclastici, si eleva fino a circa 410 m di quota ed è delimitato a nord dalla valle del torrente Sordina, ad ovest dalla valle del torrente Maricondo ad est da quella del torrente Fuorni ed a sud dalla Piana di Salerno.

Questa morfostruttura elevata ha sommità tabulare caratterizzata da una superficie sub-pianeggiante estesa su quasi tutta la collina e da ripidi versanti bordieri.

La superficie sommitale (Piano Montena), sospesa



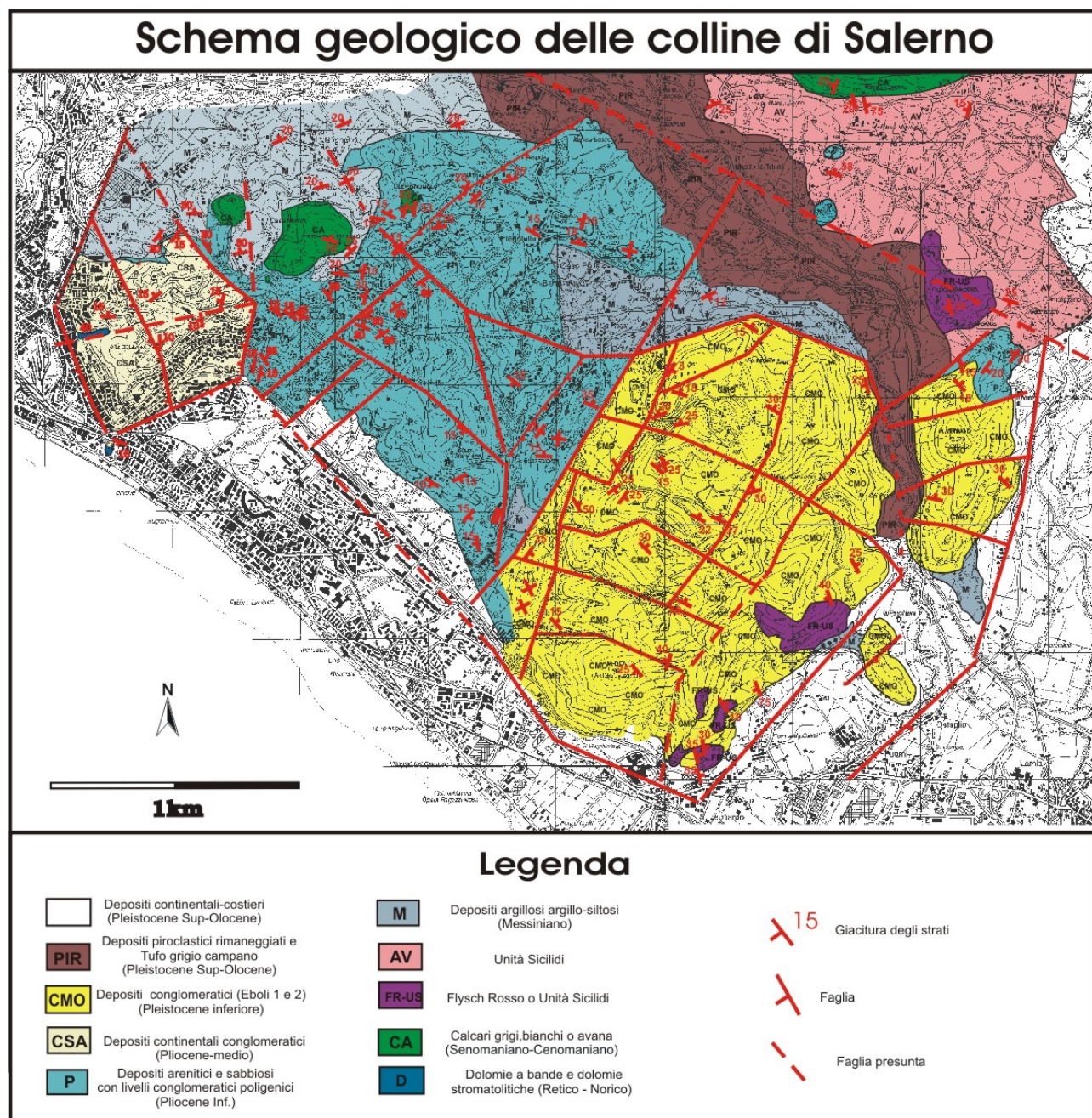
**Figura 6.6** – Panoramica del rilievo di Montena

rispetto al paesaggio circostante, presenta delle leggere ondulazioni dovute dall'esistenza di un paleodrenaggio superficiale rappresentato da vallecole ad andamento rettilineo a diversa orientazione e da versanti di faglia molto maturi oramai quasi cancellati dall'erosione fluvio-carsica. Tale paesaggio nelle fasce marginali è dislocato da faglie dirette a diversa orientazione individuabili per la presenza di valloni rettilinei susseguenti, e da versanti planari poco maturi che separano due lembi dislocati del medesimo, ed una volta integro, paesaggio subpianeggiante sommitale.

I versanti perimetrali sono a luoghi impostati interamente su conglomerati alluvionali, altri invece, verso la base coinvolgono un substrato costituito da calcari (grainstone e packstone) bio-litoclastici ricristallizzati, con intercalazioni di marne ed argille marnose rosse e verdastre. Tali depositi, vista la loro posizione rispetto alle Unità Sicilidi potrebbero a esse essere correlati, ipotesi diversa rispetto a quella di associarli al Flysch Rosso che ammetterebbe l'esistenza di una finestra tettonica lagonegrese ben più ampia (cfr. Cap 8).

Il contatto basale della successione conglomeratica di Montena con il substrato è di tipo stratigrafico discordante, anche su termini appartenenti alla successione terrigena marina del Messiniano-Pliocene inferiore. Esso non è sempre evidente perché ricoperto da alluvioni, colluvioni e piroclastici del Pleistocene Sup-Olocene.

L'analisi morfostrutturale ed il rilevamento geologico-geomorfologico fino alla scala 1:5.000, hanno permesso di ricostruire la successione sedimentaria che caratterizza la collina, di definire la geometria della fagliazione da cui è stata interessata e di dare una cronologia relativa agli eventi deformativi.



**Figura 6.7** – Schema geologico del settore di Sala Abbagnano-Giovi-Montena-M.Vetrano

Gli affioramenti, mai molto puliti ed estesi, sono numerosi e ben distribuiti sul territorio, mostrando ampie porzioni delle diverse litofacies da cui la successione è caratterizzata. Purtroppo, però, i passaggi stratigrafici sono raramente osservabili in affioramento, il che rende difficile ricostruire la successione. Per superare questa criticità, è stato di cruciale importanza l'utilizzo di estrapolazioni e



correlazioni basate su evidenze di vario ordine (morfologico, vegetazionale, morfostrutturale) le quali hanno consentito di tracciare i limiti fra le litofacies e quindi di stabilirne i rapporti stratigrafici, chiarendo inoltre l'assetto tettonico dell'area.

Le giaciture presentano nel complesso una sostanziale concordanza all'interno di ogni singolo blocco di faglia, con eccezioni attribuibili a caratteristiche intrinseche dell'architettura sedimentaria di un sistema di conoide alluvionale ad evoluzione complessa.

Lungo la strada che conduce a casa Migliarosso (fig. 6.8), alla base del versante occidentale di M. Giovi (301,2 m s.l.m), si osservano alla quota di 40 m , due piccoli affioramenti di conglomerati poco maturi e breccie a clasti eterometrici di natura calcarea-dolomitica, con



**Figura 6.8** – Affioramento di conglomerati eterometrici e poligenici sparsi elementi spigolosi di derivanti da litotipi delle unità lagonegresi, immersi in una scarsa matrice sabbiosa di colore grigio-giallastra.

In località Angellara, in destra orografica del torrente Maricondo, un'ampia zona di cava estesa in direzione N-S per circa 700 metri, mostra diversi affioramenti di varie litofacies (talora con ben esposti contatti stratigrafici) e faglie di cui a volte è ben esposto il liscione.

Nella zona più interna della cava, si osserva il contatto stratigrafico discordante tra sedimenti argillosi messiniani e conglomerati (F. di Mariconda) stratificati (fig. 6.9) spessi almeno 40 metri, inclinati di 35° verso ESE. Essi hanno in prevalenza clasti eterometrici (tra 0,5 a 10 cm) di natura soprattutto carbonatica (calcarei e dolomie) mentre sono più rari quelli di natura terrigena (marne, arenarie).

I clasti carbonatici, di dimensioni variabili da pochi millimetri a 10-20 centimetri, sono debolmente arrotondati e immersi in una matrice di natura sabbioso-siltosa di colore grigio chiaro, di natura anche carbonatica, molto abbondante ma non prevalente sui clasti.

Nella parte mediana di tale zona di cava si osserva un affioramento ubicato su un blocco ribassato rispetto la serie prima descritta da una faglia il cui liscione, ben conservato, mostra indicatori cinematici *dip-slip* e *strike-slip*.

La serie affiorante alla sua base mostra una facies del tutto simile a quella descritta precedentemente e con la medesima giacitura, seguita, con contatto stratigrafico discordante di



**Figura 6.9** – Conglomerati eterometrici prevalentemente carbonatici

tipo *onlap* da un esteso paleosuolo suborizzontale dello spessore di 2 metri, di colore ocra. Su di esso poggia una serie conglomeratica poligenica (fig. 6.10 a) dello spessore di 20 metri, costituita da clasti provenienti dalle unità di piattaforma e da quelle terrigene che hanno dimensioni comprese da quelle delle ghiaie, fino a blocchi, e risultano arrotondati e/o smussati con diverso grado (6.10 b).



**Figura 6.10** – a) Contatto discordante tra serie conglomeratica a clasti carbonatici inclinata (30°) e paleosuolo circa suborizzontale seguito da serie conglomeratici poligenica (b).

Salendo nella serie si incontra un'alternanza, di 20 metri di spessore, di termini conglomeratici e di orizzonti decimetrici sabbioso-limoso-argillosi (con componente piroclastica) riferibili a paleosuoli. A seguire, è presente una serie, dello spessore di 20 metri, caratterizzata da un'alternanza di banchi sabbiosi di colore giallastro-ocra, alternati a livelli conglomeratici a clasti centimetrici e millimetrici di natura poligenica.

Nella zona più esterna della zona di cava, alla quota di 40 metri, il Colle Turriello mostra di essere costituito da sabbie sciolte monometriche che possono essere riferite al Pliocene Inferiore per la litofacies e posizione stratigrafica. Infine a quota 24 s.l.m. si rinviene un terrazzo inclinato



debolmente verso mare costituito da conglomerati poligenici (fig. 6.11) a prevalenti clasti carbonatici immersi in una scarsa matrice sabbiosa che per analogia con un affioramento rinvenuto nei pressi di S. Leonardo ubicato alla stessa quota dovrebbe risalire al periodo Tirreniano (com. pers. prof. Aldo Cinque).



**Figura 11** – Conglomerati del Tirreniano

In sinistra orografica del torrente Maricondo, 500 m più a monte, lungo un taglio stradale alla quota di 120 m posto sul versante bordiero W della morfostruttura, affiora una serie dello spessore di 30 m che, alla base, presenta un paleosuolo dello spessore di circa 2 metri cui sono intercalati livelli piroclastici decimetrici; su questo poggiano sabbie stratificate (fig. 6.12) con sparsi clasti poligenici prevalentemente carbonatici.



**Figura 6.12** -Affioramento di sabbie sottili

Le suddette sabbie, con contatto stratigrafico discordante, passano ad una serie costituita da conglomerati (fig. 6.13) eterometrici poligenici (a clasti carbonatici, marnosi, arenacei) poco arrotondati, in matrice sabbiosa, aventi uno spessore di almeno 40 m ed immergenti di 30° verso Nord.



**Figura 6.13** – Affioramento di conglomerati basculati

Al di sopra di questa successione, si rinviene una serie dello spessore massimo di 30 m , costituita da conglomerati cementati centimetrici, stratificati, di natura prevalentemente calcarea, inclinati di 20° verso Nord (fig. 6.14). Su di essa è impostata la superficie sommitale di spianamento che taglia la stratificazione.



**Figura 6.14** – Panoramica dei conglomerati carbonatici cementati

In località Montena, prima di sopraggiungere al pianoro, in un fronte di cava alto 25 m si osserva un affioramento di conglomerati

poligenici in matrice sabbiosa, costituiti da clasti eterometrici (da millimetrici a blocchi) di natura prevalentemente terrigena e, in misura minore, calcareo-dolomitica. Intercalati a questo deposito, dall'aspetto massivo, vi sono livelli sabbioso-siltosi-argillosi di colore giallognolo spessi fino a 2 m, sottilmente stratificati (i livelli non superano 20 cm).

Continuando lungo la strada che sale a Piano Montena, si rinvencono conglomerati sottilmente stratificati dallo spessore di circa 30 m, costituiti da un'alternanza di livelli di brecce calcaree e sabbie grossolane, che risultano basculati verso monte di 20°.

Altri depositi conglomeratici affiorano presso la località S. Leonardo, situata alla base del versante sud-orientale della collina Montena-Giovi. Qui grandi fronti di cava che permettono di osservare il contatto stratigrafico discordante tra i conglomerati ed il substrato, che in questa zona è rappresentato unità mioceniche .

Presso la località "Peschiera" è possibile distinguere, dal basso verso l'alto, tre livelli: il livello basale è costituito da conglomerati ben cementati a clasti poligenici ed eterometrici (fino a un diametro massimo di 12 cm) di natura calcareo-dolomitica e terrigena. Essi si presentano smussati ed arrotondati, immersi in una matrice siltosa e con cemento calcareo; la tessitura è caotica e non presentano stratificazione.

Il livello intermedio è costituito da sabbia molto fine, sottilmente laminata, dello spessore di circa 4 m, con lenti isolate di ciottoli di dimensioni medie di circa 2-3 cm.

Il livello sommitale è costituito da ciottoli di natura terrigena e calcareo-dolomitica, con all'interno blocchi poco smussati, con un buon grado di stratificazione.

Il rilievo Montena –Giovi risulta essere dislocato da faglie di diversa età. Le faglie più antiche non hanno risposta morfologica: i loro rigetti, cancellati dall'erosione, sono probabilmente sinsedimentari. I rigetti prodotti dalle faglie relativamente più giovani hanno invece una marcata risposta nel paesaggio, dove hanno dato luogo a versanti di faglia a diverso grado di maturità morfologica.

Osservando la carta geologica (fig. 6.7) si individuano due sistemi di faglia principali orientati NW-SE ed NE-SW che appaiono generati in un regime estensionale: la morfostruttura presenta un blocco centrale basculato verso N-NE e quelli laterali ribassati a gradinata secondo le orientazioni dei due sistemi. A confermare che le fasce marginali della collina sono ribassate da faglie vi è la chiara dislocazione che ha subito la parte sommitale dell'intera successione.

La parte di successione che costituisce il blocco centrale presenta, dal basso verso l'alto, una diminuzione dell'inclinazione degli strati che passa da circa 50° a 20°. La parte sommitale, costituita da brecce calcareo-dolomitiche, risulta dislocata da faglie orientate prevalentemente NE-SW.

Alla famiglia di faglie orientate NW-SE si associano versanti di faglia più maturi rispetto a quelli legati ai lineamenti NE-SW, con l'eccezione di quelle che delimitano la morfostruttura. Pertanto si ritiene che le faglie appenniniche siano più antiche di quelle antiappenniniche; esse, tuttavia, sarebbero state riattivate in seguito ad un successivo evento tettonico che ha provocato il sollevamento della struttura.

La successione dei conglomerati di Montena è costituita da litofacies presenti nei sottoambienti di conoide alluvionale e nelle falde detritiche di versante; essa poggia su di un substrato eterogeneo riferibile forse al Flysch Rosso o all'Unità Sicilide (carbonatica) ed alle unità terrigene di età Messiniano-Pliocene Inferiore.

Dal momento che alcune porzioni della successione risultano incomplete (in quanto troncate da superfici d'erosione), lo spessore complessivo è valutabile solo con approssimazione per difetto.

In sintesi, la successione ricostruita -potente almeno 200 metri- dal basso verso l'alto è la seguente:

- conglomerati stratificati (F. di Mariconda), con prevalenza a clasti di natura carbonatica (calcari e dolomie) rispetto a quelli di natura terrigena (marne, arenarie), in matrice siltosa e cemento calcareo Conglomerati di Mariconda. Spessore almeno di 40 m;
- in discordanza, paleosuolo subplanare dello spessore di 2 m, molto alterato, di colore ocra, passante ad una serie conglomeratica poligenica concordante con quest'ultimo e costituita da clasti provenienti dalle unità di piattaforma e da quelle terrigene aventi dimensioni comprese tra le ghiaie fino e i blocchi, arrotondati e/o smussati con diverso grado. Spessore di circa 20 m;
- alternanza fra termini conglomeratici e orizzonti decimetrici sabbioso-limoso-argillosi con componente piroclastica, riferibili a paleosuoli. Spessore di circa 20 m;
- serie caratterizzata da banchi sabbiosi di colore giallastro-ocra, alternati a livelli conglomeratici a clasti centimetrici e millimetrici di natura poligenica. Spessore di 20 m;
- in discordanza, serie costituita da conglomerati eterometrici poligenici (carbonatici, marnosi, arenacei) poco arrotondati, in matrice sabbiosa. Spessore di almeno 40 m;
- serie di conglomerati poligenici in matrice sabbiosa costituiti da clasti eterometrici da millimetrici a blocchi, di natura prevalentemente terrigena e subordinatamente calcareo-dolomitica. Intercalati a questo deposito, di aspetto massivo, vi sono livelli sabbioso-siltosi argillosi di colore giallognolo spessi fino a 2 metri, sottilmente stratificati (livelli fino a 20 cm). Spessore di almeno 20 m;
- conglomerati sottilmente stratificati costituiti da un'alternanza di livelli di brecce calcaree cementate centimetriche e sabbie grossolane. Spessore di circa 30 m.



Ricordando che LIPPMANN-PROVASAL M. (1987) nella sua tesi di dottorato, segnala alla base di Montena l'affiorare di depositi litorali sabbiosi con lamellibranchi, un affioramento simile è presente in località Fuorni. La sua posizione lascia dubbi se trattasi di sabbie con livelli conglomeratici del Pliocene inferiore affiorante nell'area oppure sono depositi di ambiente litorale appartenenti alla successione di Montena (Conglomerati di Eboli Auct.).

Dalle caratteristiche morfostratigrafiche dei depositi almeno qui si può correlare la F. di Mariconda ai Conglomerati di Eboli auct. (Eboli 1), invece la porzione superiore discordante e marcata da un paleosuolo e depositi fluviali viene attribuita ad un ciclo sedimentario (Eboli 2) avutosi successivamente ad una pausa tettonica registrata almeno localmente.

## **6.5 Settore di M. Vetrano**

Monte Vetrano è rappresentato da una collina che si eleva fino a 279 m s.l.m., situata sul lato orientale del rilievo Montena-Giovi e delimitata dal Torrente Sordina-Fuorni e dal fiume Picentino (fig. 6.7).

Sulla sommità è presente una superficie di spianamento discordante con la giacitura degli strati, mentre i versanti bordieri sono generalmente planari, poco maturi morfologicamente e dissecati da incisioni rettilinee. Il rilievo di M. Vetrano presenta una struttura a blocchi fagliati; le giaciture degli strati, nei diversi blocchi, sono diverse. In esso si individuano da due principali sistemi di faglie, rispettivamente orientati NW-SE e NE-SW; il primo appare più antico del secondo in quanto i versanti impostati lungo tali lineamenti sono versanti di linea di faglia. Le faglie del secondo sistema, invece, dislocano la paleosuperficie con rigetti dell'ordine pluridecametrico.

Monte Vetrano è costituito prevalentemente da depositi epiclastici poggianti sui terreni sabbiosi del Pliocene Inferiore e su quelli argillosi messiniani, mentre sui suoi fianchi sono presenti a depositi alluvionali e piroclastici di età compresa tra il Pleistocene Superiore-Olocene.

In località Porte di Ferro affiora il contatto discordante fra le sabbie sciolte giallastre di ambiente litorale del Pliocene Inferiore ed i termini basali della sequenza conglomeratica epiclastica. Tali conglomerati sono costituiti prevalentemente da clasti di natura carbonatica, poco arrotondati ed immersi in matrice sabbiosa.

Lungo l'autostrada Salerno-Reggio Calabria, nei pressi della località Tuoppolo delle Donne, affiora, sulla sinistra orografica del torrente Fuorni, una serie di circa 30 metri costituita da conglomerati poligenici eterometrici, ben arrotondati, con abbondanti blocchi, con intercalati sottili livelli di sabbia calcarea.

Lungo la strada che da Fuorni conduce a Giffoni Valle Piana, in un fronte di cava alto circa 40 m, affiora una successione di conglomerati poligenici con clasti di dimensioni medie di 4-5 cm, di

natura prevalentemente carbonatici e subordinatamente arenacea e marnosa, con rari blocchi calcareo-dolomitici.

Sul versante Nord, presso la località Il Nido, affiorano sabbie ed argille, invece presso il toponimo Torre dei Rossi nelle colline poste in direzione Sud-Est rispetto al Monte Vetrano sono presenti degli affioramenti costituiti da sabbie ed argille contenenti gusci di gasteropodi.

## 6.6 Settore Faiano-Montecorvino P.

Lungo il margine interno della Piana del Sele, a circa 10 km dalla costa, tra il fiume Picentino, l'abitato di S. Tecla, e quelli di Montecorvino Pugliano, si individua una serie di rilievi collinari (fig. 6.15) che si ergono rispetto alla media valle del Picentino, situata a Nord, ed alla piana circostante.

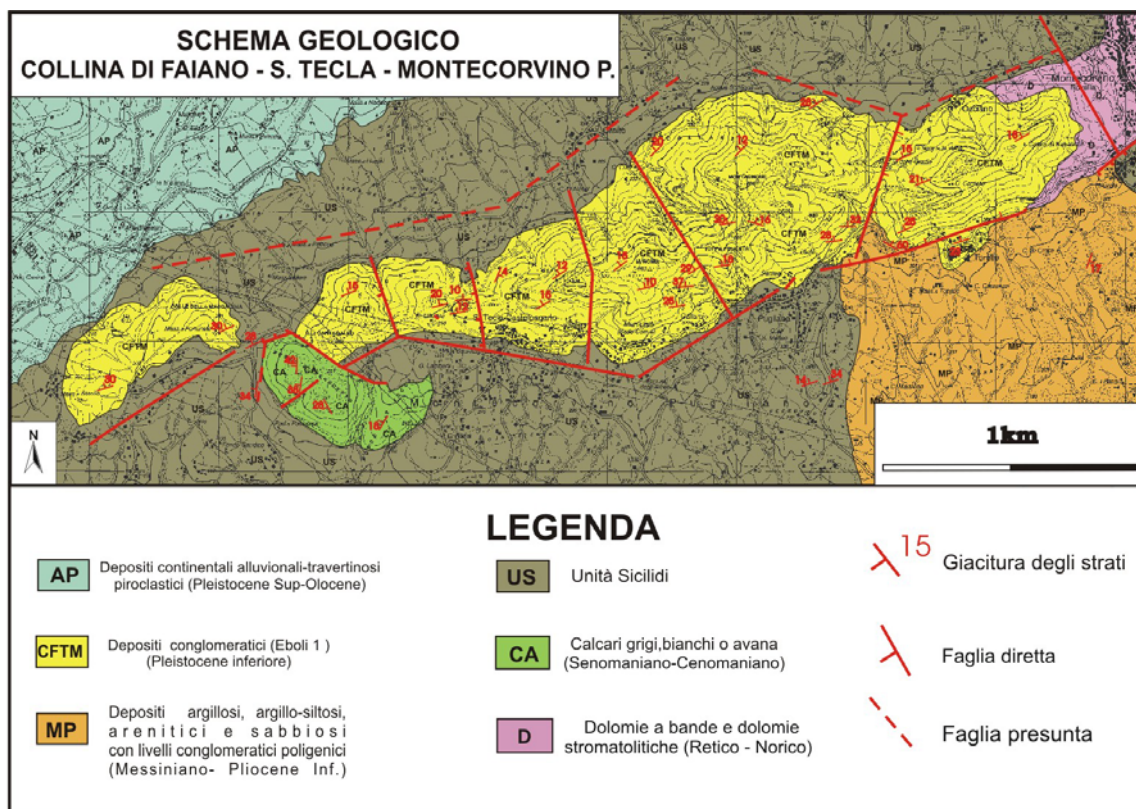
Tali rilievi rappresentano una morfostruttura che si eleva da 300 metri circa fino, con il M.te Montagnone, a 604 m s.l.m., ben individuata da ripidi versanti che si raccordano ai bassi circostanti tramite delle falde detritiche.

I rilievi sono costituiti da successioni conglomeratiche di età quaternaria, con l'eccezione della collina del Bosco di S. Benedetto, impostata su rocce di natura carbonatica del Cretacico Superiore.



Il substrato dei conglomerati è pr **Figura 6.15** – Panoramica dei rilievi collinari del settore Faiano-Montecorvino i conglomerati poggiano, sempre in discordanza stratigrafica, su dolomie triassiche, sui terreni argilloso-sabbiosi mio-pliocenici e su quelli sicilidi (fig. 6.16).

Dal momento che il substrato dei conglomerati, sebbene costituito da terreni di diversa natura ed età, raggiunge quote molto simili, è possibile ritenere un evento di modellamento subaereo abbia addolcito il rilievo dell'area anteriormente alla deposizione della successione epiclastica quaternaria.



**Figura 6.16** –Schema geologico del settore Faiano-Montecorvino

Le colline conglomeratiche presentano in pianta un orientamento ENE-WSW e sulla sommità di questa fascia collinare è presente un paesaggio dolce ed ondulato (fig. 6.17).



**Figura 6.17** – Vedute del paesaggio sommitale in località Castello Nebulano-Montagnone

Esso è costituito da superfici subpianeggianti discordanti con la giacitura degli strati (fig. 6.18), a luoghi articolate da conche chiuse di probabile origine carsica e piccoli alti morfologici di forma conica con versanti maturi interpretabili come rilievi residuali. Tali superfici sono inoltre blandamente dissecate da paleovalli sospese che, dove longitudinali alle colline, presentano fianchi svasati e, laddove orientate trasversalmente ad esse, risultano essere più profonde e strette. Questo paesaggio erosionale relitto è interpretabile come una paleosuperficie che in alcune zone si presenta



ben conservata solo in alcune zone, risultando in altre ridotta a lembi di limitata estensione a causa dell'arretramento dei versanti perimetrali delle colline, dell'erosione lineare e di dislocazioni tettoniche. Essa, infatti, risulta interrotta da valli o dislocata da faglie che, a luoghi, ne hanno prodotto duplicazioni e gradinate.

I versanti che bordano la morfostruttura hanno, dove impostati sui conglomerati, una pendenza maggiore rispetto a quella che caratterizza le porzioni più basse degli stessi versanti (fig. 16), dati o da pendii di accumulo



**Figura 18** –Conglomerati basculati

impostati sulle falde detritiche, o da pendii ancora erosionali ma impostati sui terreni di substrato, relativamente più teneri. Le loro orientazioni sono variabili ma presentano una forma rettilinea in pianta; frequentemente, essi dissecati da valloni susseguenti le cui testate lambiscono i bordi della paleosuperficie.

L'assetto giaciturale dei conglomerati è variabile, sia per le inclinazioni che per le orientazioni. Tuttavia è possibile individuare diversi blocchi monoclinali separati da faglie, in ciascuno dei quali gli strati hanno orientazione simile. In più blocchi le immersioni sono orientate verso NW, con inclinazioni maggiormente comprese tra 20° e 30°.

Si evidenziano lineamenti più lunghi circa NE-SW costituiti da tratti circa E-W e NE-SW tagliati da faglie circa N-S che attraversano trasversalmente la dorsale collinare.

- In località Ornito si osservano affioramenti di conglomerati di natura prevalentemente carbonatica a clasti generalmente di piccole dimensioni (diametro massimo 7-8 cm) spigolosi, con subordinati massi e blocchi, con stratificazione poco evidente. Essi risultano inglobati in una matrice sabbioso-siltosa a volte ben cementata. In alcune sezioni presenti lungo la strada, si può osservare il contatto tra i conglomerati e le Argille Varicolori che ne costituiscono il substrato.
- Presso la località Montagnone affiorano (fig. 6.19), in una sezione, depositi a granulometria fine (prevalentemente sabbiosi e subordinatamente argilloso-limosi) con clasti di natura carbonatica



**Figura 6.19** – Conglomerati presso località Montagnone

arrotondati ed eterometrici, clinostratificati.

- A Nord dell'abitato di S. Tecla affiora una sezione alta circa 20 m che espone conglomerati stratificati, costituiti da clasti prevalentemente di natura carbonatica, tra i quali prevalgono nettamente quelli dolomitici, immersi in abbondante matrice sabbiosa. I clasti sono subarrotondati, con dimensioni medie di circa 3-4 cm e solo raramente superiori a 10 cm. La successione è disturbata da due faglie parallele orientate circa N-S.

- Nei pressi di Gallara, affiorano lungo la strada conglomerati solo a luoghi stratificati, costituiti da ciottoli di natura carbonatica aventi dimensioni massima intorno a 15 cm. In una cava abbandonata nei pressi di località Fornace (fig. 6.20) è visibile l'appoggio discordante dei conglomerati sulle dolomie.



**Figura 6.20** Contatto stratigrafico discordante conglomerati – dolomie.

- Sulla strada provinciale, alle spalle del municipio di Pugliano, un affioramento dell'altezza di circa 50 m espone, alla base, un deposito di conglomerati fortemente tettonizzato costituito da clasti dolomitici di dimensioni pari a 2-3 cm, con a luoghi blocchi di 10-15 cm, immersi in una matrice sabbiosa. Sul fronte dell'affioramento è visibile un liscione di faglia orientato N 70 E immergente a Nord; verso ovest, si nota il contatto tettonico tra i conglomerati e il substrato, costituito qui dalle Argille Varicolori.



**Figura 6.21**–Conglomerati sabbiosi con blocchi sparsi.

- In zona Cupole, tra Faiano e S. Tecla, affiorano conglomerati poligenici con blocchi eterometrici di natura silicoclastica poggianti sulle unità terrigene messiniane.
- Nei pressi del Castello Nebulano affiorano:

- a) conglomerati sottilmente stratificati, inclinati fino a circa 35° verso NW, con clasti di natura prevalentemente carbonatici, di piccole dimensioni (2-3 cm) e a spigoli vivi o poco smussati, ben cementati (fig. 6.18);
- b) depositi sabbioso-ghiaiosi calcareo-dolomitici, inglobanti blocchi eterometrici prevalentemente arrotondati, con stratificazione poco evidente (fig. 6.21).

I vari affioramenti osservati fanno ritenere che i terreni di cui si compone essenzialmente la collina si sono formati in un ambiente di conoide fluvio-torrentizia. Tali depositi rappresentano un lembo conservato della parte prossimale del piedimonte epiclastico ricoprente il substrato mesocenoico precedentemente modellato che raccordava il massiccio dei Picentini alla Piana. Tali depositi si associano alla successione conglomeratica dell'Eboli auct.

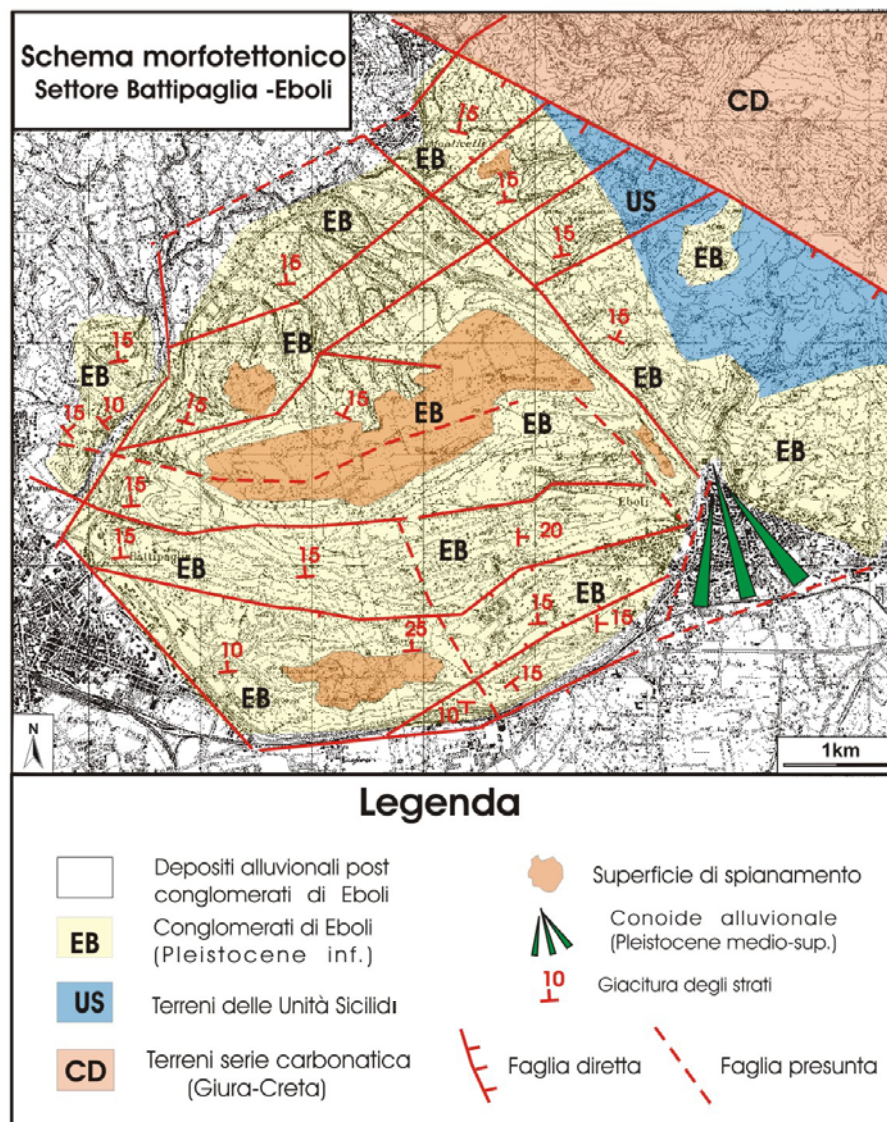


## 6.7 Settore Battipaglia-Eboli

Nelle colline situate a monte degli abitati di Eboli e Battipaglia (fig. 6.22; 6.23) affiorano diffusamente (grazie anche alla presenza di numerose cave) depositi conglomeratici costituiti prevalentemente da clasti carbonatici. Essi corrispondono ai depositi noti in letteratura come Conglomerati di Eboli (CINQUE *et al.*, 1988; vedi par. 2.2.1).



**Figura 6.22** – Veduta dei Conglomerati di Eboli dislocati da una gradinata di faglie



**Figura 6.23** – Schema morfotettonico delle colline situate nel settore Battipaglia-Eboli

Le colline di Battipaglia-Eboli si elevano fino a quota 407 m e presentano alla loro sommità un paesaggio leggermente articolato rappresentato da superfici di spianamento che tagliano la giacitura degli strati e da bassi ma talvolta ripidi versanti alla cui base scorrono dei piccoli corsi d'acqua spesso susseguenti. Le giaciture generalmente sono inclinate verso monte con angoli compresi mediamente tra i 10 e 20 gradi circa. In esse si rinvencono faglie orientate NW-SE, NE-SW e E-W. I lineamenti appenninici sono più estesi di quelli antiappenninici e presentano maggiore regolarità di direzione, mentre le faglie NE-SW hanno un andamento complesso zig-zagante con tratti E-W. La superficie sommitale mostra un leggero basculamento verso N su cui si sono aggradati limi per l'individuarsi di lievi depressioni di angolo di faglia.

A Cava Buccoli, sul versante sud di Colle Mancuso ed alle spalle del cimitero di Battipaglia, c'è un piano di faglia diretta orientato N 110°, subverticale ed immergente a sud-ovest. La faglia non ha rigetto morfologico perché rasata da una superficie di spianamento.

Nella Cava Buccoli (fig. 6.24) è esposto un conglomerato spesso almeno 30 metri a ciottoli carbonatici (calcarei e dolomitici), cui si intercalano livelli centimetrici di limi biancastri di natura carbonatica e sottili livelli arrossati di probabile natura piroclastica. I clasti, ben smussati e con basso grado di sfericità, hanno dimensioni variabili da 1 a 6 cm di diametro e sono immersi in una abbondante matrice fine di colore grigio biancastro; sono presenti dispersi blocchi.

All'interno della successione è presente un livello arrossato argilloso con livelli di ciottoli, dello spessore di 1,5 m riferibile ad un deposito colluviale.

Lungo il sentiero che conduce alla parte alta del fronte di cava, affiorano argille verdastre dello spessore di circa 1 m su cui poggia un conglomerato poligenico con clasti di arenarie, quarzareniti, marne, calcari marnosi, calcari con selce, calcilutiti, dolomie.



**Figura 6.24** –Serie conglomeratica fluviale

Proseguendo per il sentiero che conduce alla cima di Colle Mancuso, è visibile il contatto tra il conglomerato poligenico ed un deposito conglomeratico a clasti carbonatici.

In Cava Fontana del Fico (località Costa S. Giovanni) e lungo i tagli che bordano l'autostrada SA-RC, affiorano conglomerati a clasti calcareo-dolomitici smussati, eterometrici (le dimensioni sono comprese tra 1 e 5 cm), con frequenti intercalazioni di limi biancastri. Essi immergono verso Nord con inclinazione di circa 10°. Tali conglomerati passano verso l'alto ad un orizzonte, dello spessore di 4 m, di argille verdastre con gasteropodi e resti vegetali, passante verso l'alto ad un conglomerato



poligenico con clasti arrotondati e con scarsa matrice sabbiosa, di aspetto massivo, simile a quello affiorante a Cava Buccoli.

Lungo il sentiero che conduce alle cave abbandonate situate alle spalle di Fontana del Fico, si osserva il passaggio stratigrafico tra i conglomerati poligenici e conglomerati a clasti calcarei e dolomitici che presentano un'immersione verso Nord di circa 28°.

Nel centro antico di Eboli, nei pressi del Convento affiorano conglomerati (fig. 6.24A) eterometrici (dimensioni da millimetriche fino a blocchi di 15 cm di diametro), a clasti calcarei e dolomitici, mediamente ben arrotondati, immersi in matrice sabbiosa fine di colore grigio chiaro-giallastra. Al deposito, massivo, sono intercalati livelli limosi biancastri carbonatici dello spessore di 10-20 cm.

Nella cava ubicata nel Vallone Elmice al Km 1 della strada provinciale che collega Eboli a Monticelli (Frazione di Olevano S.T.) è possibile osservare una serie conglomeratica potente (fig. 6.24B) almeno 50 metri.

Essa è caratterizzata da clasti di natura calcarea di colore bianco-grigiastri e dolomitici di colore nero.



**Figura 6.24** –Affioramenti in facies diverse dei conglomerati di Eboli (A-B-C)

Le dimensioni variano da millimetriche a centimetriche con rari clasti che raggiungono un diametro di 10 cm con un elevato grado di arrotondamento e smussamento.

La matrice è costituita da sabbie fini e grossolane di natura carbonatica. Generalmente l'aspetto è massivo, nelle zone dove la matrice è scarsa e si evidenzia un elevato grado di cementazione,

mentre dove la componente sabbiosa è abbondante i conglomerati sono sottilmente stratificati e laminati a luoghi.

La serie presenta un assetto giaciturale costante immergente verso N di 10-20° con al suo interno faglie sinsedimentarie.

In località Masseria Gian Felice proseguendo lungo la strada provinciale in direzione Olevano S.T. si osservano estesi affioramenti di conglomerati sabbiosi (fig. 6.24C) con sparsi clasti carbonatici eterometrici di dimensioni centimetriche fino a decimetriche. Tali depositi con stratificazione immergente a N di pochi gradi poggiano in modo discordante sulla serie affiorante nel Vallone Elmice.

Ancora più avanti, prima di raggiungere l'incrocio che conduce a località Timpone Cuccaro, si rinvencono affioramenti di conglomerati (fig. 6.25) a clasti di natura carbonatica di piccole dimensioni (millimetriche e centimetriche) che raramente superano il decimetro. Essi sono ben arrotondati, immersi in una abbondante matrice caratterizzata da sabbia a grana fine, media e grossolana.

Tale deposito include un paleosuolo rosso spesso fino a 2 metri immergente di pochi gradi verso N-NW rinvenibile in più punti, per la presenza di faglie che affliggono la formazione. Nei pressi di Timpone Cuccaro (a NW di Eboli), in destra orografica dell'omonimo vallone, affiora l'accostamento laterale, lungo un piano di faglia immergente verso SW, tra conglomerati a clasti calcarei e dolomitici e conglomerati poligenici con assetto



**Figura 6.25** – Affioramento di conglomerati a luoghi cementati in corrispondenza di fratture e/o faglie.

caotico. Questi sono costituiti da clasti arrotondati di dimensioni variabili da 1 cm ad anche 30-40 cm, immersi in matrice arenacea giallastra;. Il rigetto prodotto dalla faglia citata non ha espressione morfologica, in quanto cancellato dall'erosione fluviale. Il deposito poligenico passa verso l'alto a conglomerati a clasti carbonatici che affiorano fino alla sommità della collina. Tale deposito poggia su flysch argilloso-arenacei affioranti in località S. Donato.

Lungo la strada che collega Monticelli ad Ariano di Olevano S.T, situata nel fondovalle del fiume Tusciano, diverse sezioni espongono depositi conglomeratici costituiti da clasti arrotondati calcarei e dolomitici eterometrici (dimensioni da millimetrici fino a blocchi), sia cementanti, che con abbondante matrice sabbiosa.

Durante il rilevamento a Cava Buccoli sul versante sud di Colle Mancuso ed alle spalle del cimitero di Battipaglia c'è un piano di faglia diretta orientato N 110°, subverticale ed immergente a sud-ovest. La faglia non ha rigetto morfologico perché rasata da una superficie di spianamento.

A Cava Fontana del Fico è presente una faglia orientata N 70° ed immergente a SE il cui rigetto non ha espressione morfologica perché rasato da una superficie di erosione.

La mancanza di frequenti paleosuolo e di livelli piroclastici fa pensare che i corsi d'acqua erano poco stabili e procuravano una veloce aggradazione dei corpi di conoide. Dall'assetto morfostrutturale si può dire che i lineamenti NW-SE si sono attivati durante la deposizione dei conglomerati creando delle discordanze all'interno della successione e cambiamenti di facies, mentre le faglie NE-SW ed E-W tagliano quelli appenninici e sono i responsabili del basculamento dei singoli blocchi di faglia e del sollevamento riattivando i lineamenti più antichi.

Le facies riscontrate presentano clasti prevalentemente di natura carbonatica di piccole e medie dimensioni con presenza di matrice. Questi elementi fanno pensare che tali epiclastiti hanno subito un lungo trasporto e non siano legati geneticamente solo al M. Raione, bensì anche ai rilievi più interni dei M. Picentini.

Probabilmente le colline di Eboli rappresentano la porzione distale o intermedia di una fascia pedemontana di cui la sua parte prossimale è stata dislocata durante il sollevamento del massiccio.

Probabilmente quando si depositano i conglomerati di Eboli il Monte Raione era seppellito da essi.



**Figura 6.26** –Veduta dal versante meridionale del M. Raione della superficie sommitale dei “Conglomerati di Eboli” del settore Battipaglia-Eboli e dei flysch miocenici in primo piano.



## 6.8 Settore Puglietta

Nell'Alta Valle del Sele a NE di Eboli è presente in località Puglietta un corpo di conoide che raccorda in questo luogo il margine meridionale del massiccio dei Picentini con il fondovalle del Sele (fig. 6.27).

In questo settore a SE di Campagna, affiorano estesamente tra Serra D'Arce e Camaldoli, delle brecce di natura carbonatica. Esse hanno dimensioni anche di blocchi con volumi di  $2 \text{ m}^3$  e sono immerse in una matrice terrosa in modo sparso e caotico.



**Figura 6.27** -Veduta della conoide di Puglietta

In località Serroni sono presenti dei travertini pulverulenti, spesso spugnosi, di colore biancastro; essi si presentano stratificati, includono livelli epiclastici di natura carbonatica con matrice sabbiosa fine. I travertini, in località M. Moscati poggiano in discordanza sulle brecce sopra indicate, mentre in località Carpella sopra i travertini poggiano in discordanza, dei conglomerati a clasti carbonatici smussati di piccole dimensioni (max 2 - 4-cm), stratificati e immergenti verso valle di  $10^\circ$ . In altri luoghi è visibile il contatto tra i travertini ed i conglomerati sia stratigraficamente che per faglia, il che lascia supporre che prima della deposizione dei conglomerati, i travertini sono stati dislocati da una fase tettonica.

I depositi conglomeratici poggiano con contatto stratigrafico discordante non solo sui travertini ma anche su dolomie e flysch. Inoltre si è potuto osservare il contatto tettonico tra conglomerati stratificati a clasti carbonatici ben arrotondati e dolomie allo stato fortemente cataclastico lungo un piano di faglia inclinato  $45^\circ$  e immergente a S.

In località Piano di Puglietta, in una grande area di cava, (fig. 6.28) si osservano diverse sezioni di una successione conglomeratici, potente diverse decine di metri intorno alla quota 500 m. Essa è costituita da clasti calcarei e dolomitici



**Figura 6.28** – Sezione dei Conglomerati di Puglietta.

eterometrici, aventi dimensioni comprese tra le sabbie grossolane, le ghiaie e blocchi (sparsi e rari). I clasti piccoli sono ben arrotondati e smussati, mentre quelli più grandi (4-10 cm) sono a spigoli vivi al massimo smussati. La matrice è abbondante costituita da sabbie sottili e grossolane, di natura prevalentemente carbonatica, e di colore biancastro-grigia. Il deposito si presenta sottilmente stratificato e organizzato in livelli più o meno assortiti, come lenti di spessore decimetrico di clasti centimetrici a spigoli vivi ben classati, oppure orizzonti prevalentemente sabbioso-ghiaiosi (fig. 6.29 A). Le giaciture nei vari affioramenti è immergente di circa  $10^\circ$  verso i settori a valle. All'interno del deposito sono presenti faglie di cui il rigetto metrico è rasato dalla superficie di erosione posta alla sua sommità (fig. 6.29 B).



**Figura 6.29** – Particolari del deposito dei Conglomerati di Puglietta.

I conglomerati hanno uno spessore di circa 50 metri e poggiano su di un substrato composto da dolomie e flysch miocenici. L'età dalle caratteristiche della forma deposizionale sembra giovane ma le successive osservazioni aiutano a chiarire la sua storia.

Il corpo deposizionale nella sua porzione conglomeratica non mostra facies diverse da quelle che indicano un trasporto piuttosto lungo dei clasti. In pratica, le facies prossimali o di apice sotto al versante di faglia non si rinvencono bensì,



**Figura 6.30** – Veduta delle superfici ricoperte dai depositi prossimali del conoide, ripulite dopo la fase tettonica che li ha dislocati.

solo conglomerati con facies di conoide intermedia o distale. Inoltre era presente una falda detritica

che suturava il contatto tra la conoide ed il versante di faglia (rinvenimenti di lembi relitti e sospesi) e sulla parte sommitale dei rilievi che marginano a N la conoide ci sono dei lembi di una superficie di erosione suborizzontale che rasa la stratificazione (fig. 6.30). Tutti questi elementi indicano che la conoide di Puglietta si depositava prima che un'evento tettonico dislocasse la sua parte prossimale a quote più alte dove adesso si rinviene la superficie di spianamento che rappresentava il substrato dei depositi epiclastici oramai smantellati ed erosi. Per cui l'età del deposito va inquadrato ad un'età precedente ad una tettonica di sollevamento (non più giovane del Pleistocene medio) e tentativamente vengono correlati ai Conglomerati di Eboli II.

## 6.9 Sintesi sull'evoluzione morfotettonica e sedimentaria delle colline marginali

Nel corso del Messiniano (pre-gessi), si individua un nuovo bacino a sedimentazione marina (*thrust top basin* di Salerno) in cui sedimentano depositi prevalentemente argillosi. E' tuttavia chiaro, dagli affioramenti residui, che esso includeva la zona che attualmente si estende lungo il piedimonte del massiccio presso Salerno, senza tuttavia includere il settore al largo dove è ubicato il pozzo Mina 1. Come dimostra l'assenza di input ghiaiosi nei depositi del Messiniano affioranti a Salerno e S. Tecla-Montecorvino Pugliano, i Monti Picentini dovevano essere emersi, poco elevati e con l'erosione che smantellava prevalentemente le sue unità terrigene senza aver ancor raggiunto quelle sottostanti carbonatiche.

I depositi del Messiniano sono seguiti in discordanza da sedimenti neritici del Pliocene inferiore, come si nota nelle colline di Salerno. Si può quindi ritenere che un evento tettonico abbia deformato e posto in erosione il bacino messiniano.

Nel Pliocene inferiore, nuovi eventi tettonici hanno creato un nuovo bacino marino, dove si depositava la successione marina di ambiente neritico che costituiva il bordo nord del bacino di Salerno-Contursi. Successivamente ha luogo una fase erosiva (Fase erosionale Pliocenica:E1) che coinvolge i terreni formati e un'evento tettonico ET1 ( con la messa in posto di Pietra S. Stefano). Quando i monti Picentini erano in corso di smantellamento delle coltri terrigene con un rilievo probabilmente basso<sup>1</sup>, si depositavano i Conglomerati di Sala Abbagnano probabilmente nel Pliocene medio posteriormente ai sedimenti marini di Giovi e prima dei conglomerati di Eboli.

---

<sup>1</sup> L'emersione di porzioni di successioni silicoclastiche ad elevato grado di erodibilità, avrebbe procurato un fenomeno di compensazione tra il tasso di sollevamento della catena (*Uplift*) e quello di erosione (*Lowering*) della catena stessa. Nel caso che l'entità del sollevamento era dominante rispetto all'erosione, l'elevazione massima che potevano aver raggiunto gli embrionali Picentini è valutabile a circa 500 m. Tale energia del rilievo sembra plausibile considerando che dei rilievi costituiti prevalentemente da sedimenti terrigeni sono poco conservativi e non danno origine solitamente a morfostutture particolarmente elevate.

All'epoca la linea di costa era situata oltre il log Mina 1 situato a circa 15 km da quella attuale.

Segue una fase erosiva probabilmente innescata da sollevamento, che asporta gran parte dei Conglomerati di Sala Abbagnano e crea, nella fascia pedemontana un paesaggio articolato ma con debole rilievo (ordine dei 100 m) tagliente diverse unità del substrato meso-cenozoico e degradante verso sud e sud ovest (Fase erosionale pre-Eboli –E2).

Sul paesaggio erosivo così creatosi cominciano a depositarsi i Conglomerati di Eboli (conglomerati Mariconda e conglomerati della F. Fontana del Fico, CINQUE *et al.*,1988) collettivamente qui denominati “Eboli I”.

Tali depositi formarono una fascia di conoidi coalescenti alimentati da vari corsi d'acqua che stavano disseccando il massiccio dei Picentini che all'epoca doveva presentarsi privo di coperture terrigene e già notevolmente sollevato. L'età di Eboli I sulla base delle datazioni effettuate da CINQUE *et al.*,(1988) ricade in parte nell'intervallo 1,52 Ma e 1,27 MA.

La deposizione dei conglomerati di Eboli I viene localmente interrotta da eventi tettonici che provocano *block faulting* e basculamenti delle successioni clastiche già deposte (Settore Montena, Battipaglia-Eboli) (ET2).

Nelle colline di Eboli tali basculamenti permettono al Sele, di invadere l'area prima occupata dal conoide del Tusciano deponendosi la F. Colle Mancuso che include anche facies lacustri, significative di un drenaggio ostacolato dalla recente deformazione tettonica.

Più in generale, la fase tettonica in questione sposta i depocentri alluvionali più a valle e la parte alta della fascia a conoidi dell'Eboli I entra in una fase di erosione che porta a generare paesaggi suborizzontali taglienti le successioni basculate (Fase erosionale post-Eboli I (E3)).

A luoghi questo antico paesaggio d'erosione è marcato da paleosuoli spessi fino a 2 metri e sottili depositi fluviali (cfr. par. 6.4).

Successivamente il settore qui considerato subisce una ripresa della sedimentazione in facies di conoide (Eboli II inclusivo della unità di Montena nelle colline di Salerno, delle formazioni di Toppa Felicita e S. Anna nelle colline di S. Tecla-Montecorvino, e delle F. Castelluccia e S. Anna nelle colline di Eboli e della conoide di Puglietta).

Si tratta di depositi conglomeratici a clasti calcarei e dolomitici, ricchi in matrice provenienti dall'erosione dei corsi d'acqua che intagliavano il rilievo che esponeva prevalentemente le unità carbonatiche.

All'origine di tale ripresa sedimentaria si ipotizza un'accentuazione del rilievo dei Monti Picentini. L'età dell'unità Eboli II da datazioni radiometriche è di 0,99 MA (CINQUE *et al.*,1988).

Seguono nuovi fagliamenti e tiltaggi generalmente verso N e NW fino a 35° apprezzabili sia nelle colline di Salerno e in quelle tra Montecorvino Pugliano e Battipaglia-Eboli.

Anche questa volta, ai basculamenti segue una fase di modellamento che crea sui conglomerati Eboli II un paesaggio a basso rilievo e a tratti spianato da superfici che tagliano la giacitura degli strati inclinati verso monte (Fase erosionale post-Eboli I (E4)).

Tale paesaggio viene successivamente disarticolato da una nuova fase deformativa (Tettonica post Eboli II (ET4)) che ne solleva le parti più prossimali (attuali colline marginali) con leggeri tiltaggi contro monte e ne ribassa le parti distali.

Sul settore ribassato si avrà la deposizione delle unità che formano l'attuale Piana del Sele (cfr. par. 5.4).

Le zone sollevate, invece entrano in una fase d'erosione lineare e per frane che continua fino ad oggi, sebbene interrotta localmente da fasi di accumulo intravallivo a prevalente controllo climatico (aggradazione nei periodi glaciali, dissezione nei periodi interglaciali). L'entità del sollevamento subito dalle colline marginali alla Piana con la tettonica post-Eboli-II è di 300 metri.



## Capitolo Settimo

### Area del Massiccio dei Monti Picentini

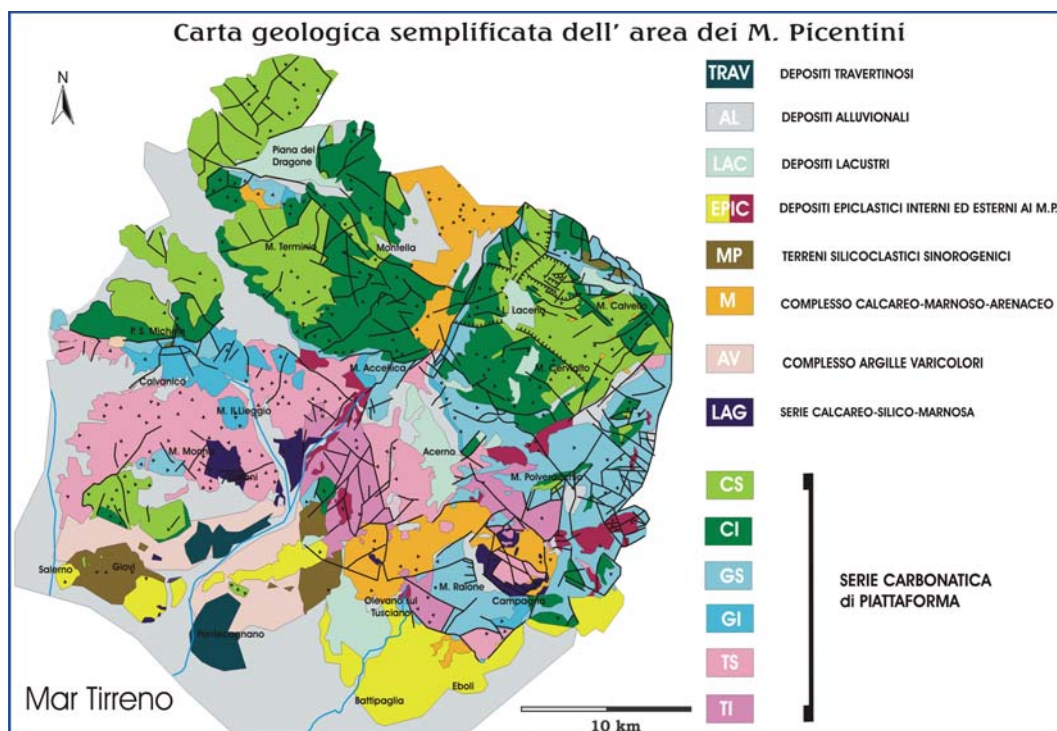
#### 7.1 Dati sull'assetto morfostrutturale generale

Il Massiccio dei Monti Picentini è rappresentato da un insieme di rilievi montuosi delimitati a nord dalla valle del fiume Ofanto, ad ovest da quella del fiume Irno e dalla depressione di Avellino, ad est dalla valle del fiume Sele mentre a sud dalla Piana del Sele.

Nell'ambito dell'Appennino Campano esso costituisce l'unità morfostrutturale più grande considerando la sua elevata estensione, e la porzione di territorio posta a quote superiori ai 1500 metri s.l.m..

Il massiccio, avente in pianta una forma quadrangolare (circa 33 per 30 km), raggiunge in più punti sfiora i 1800 metri di quota ed è costituito prevalentemente da litologie conservative di natura calcareo-calcareo dolomitica. Il massiccio dei M. Picentini è costituito prevalentemente dalle unità tettoniche appartenenti alla piattaforma Lattari-Picentini, *sensu* (SGROSSO, 1998).

Dallo schema geologico della fig. (7.1) si osserva che generalmente il massiccio si può suddividere in due compartimenti geolitologici. I termini calcarei della successione risalenti al generico Cretaceo, affiorano abbondantemente nel settore settentrionale dei Picentini occupando le zone più esterne della catena, invece i termini calcareo dolomitici triassico-giurassici sono predominanti nel settore meridionale.



**Figura 7.1** – Schema geologico dei Monti Picentini e del suo piedimonte

Il Massiccio presenta al suo interno numerose faglie generatesi durante la sua strutturazione nel Miocene, con direzioni prevalenti NW-SE ed NE-SW e l'assetto giaciturale degli strati è molto variabile, il che mostra l'intensa deformazione con pieghe subita durante le fasi tettoniche compressive.

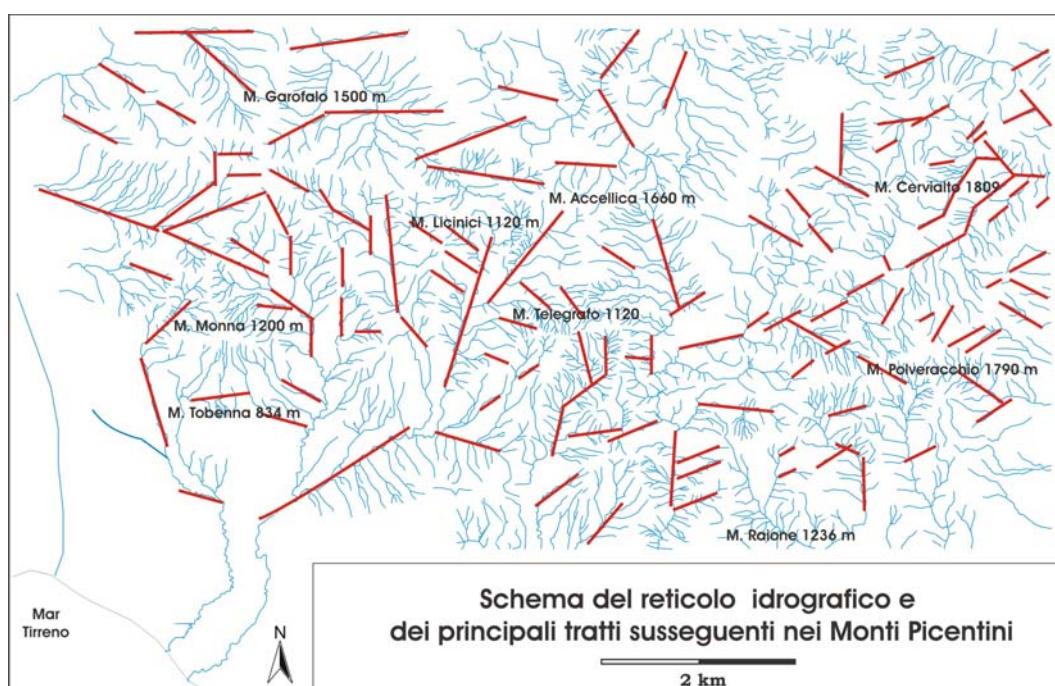
Invece in zone più ristrette si evidenzia una buona concordanza delle giaciture in porzioni di successione che costituiscono dei singoli blocchi di faglia.

L'area occupata dal Massiccio dei Picentini presenta numerosi corsi d'acqua a carattere torrentizio che prendono origine dalle varie sorgenti perenni e che lungo il percorso ricevono i contributi di numerosi affluenti arricchiti dalle acque ruscellanti che scorrono lungo i numerosi impluvi.

Il *Pattern* di drenaggio (fig. 7.2) in questa zona è piuttosto complesso, caratterizzato da diverse tipologie di reticolo (detritico, pennato, traliccio), relativamente all'assetto morfologico-strutturale e agli effetti della morfotettonica che caratterizza i vari settori del Massiccio.

In particolare tale situazione va ricercata nel fatto che:

- le litologie affioranti hanno diversa natura da cui ne derivano le loro proprietà fisiche (compattezza, durezza, permeabilità e solubilità) che determinano il grado di erosione e fratturazione delle rocce;
- la morfologia presenta caratteristiche diverse, con paesaggi accidentati, in corrispondenza di litologie conservative, e viceversa con paesaggi dolci su terreni teneri, facenti parte del substrato o del riempimento delle depressioni strutturali;
- la tettonica ha creato linee a diversa orientazione di minor resistenza all'erosione.



**Figura 7.2-** Schema idrografico e dei tratti susseguenti dei corsi d'acqua

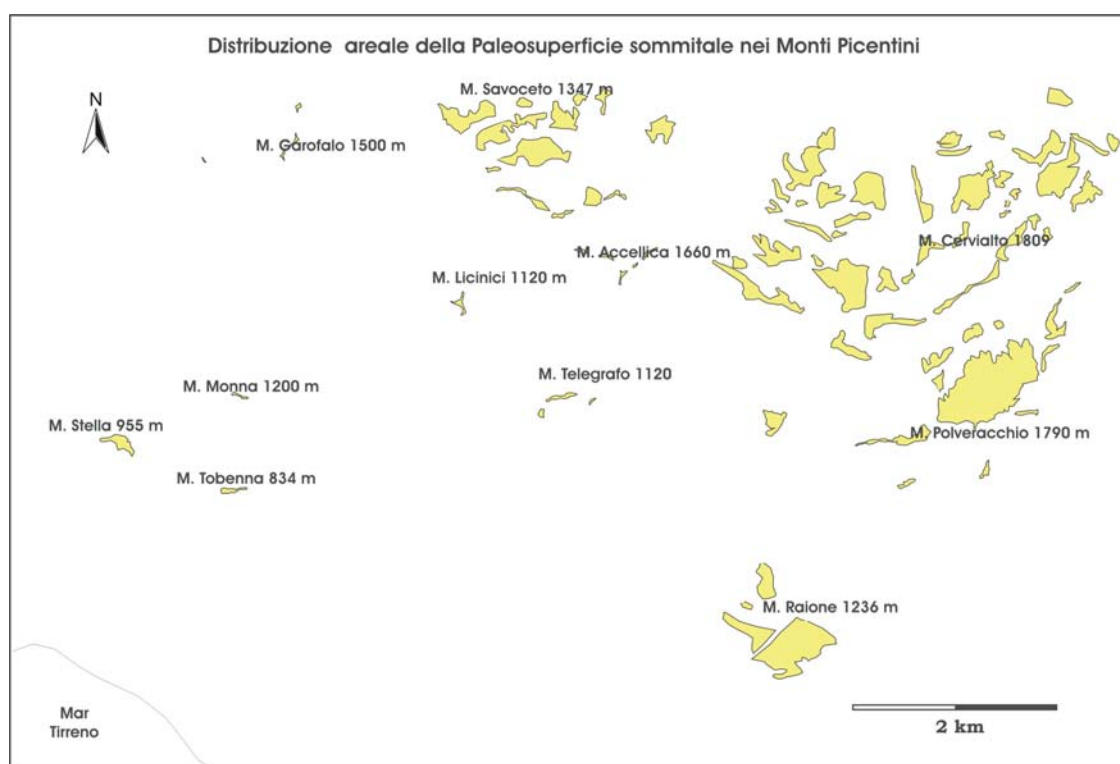
Nello schema sono riportati i tratti dei corsi d'acqua susseguenti e si osserva che essi hanno lunghezza diversa e le orientazioni sono prevalentemente NW-SE, NE-SW e più raramente circa N-S, E-W.

Le susseguenze sono prevalentemente impostate lungo i segmenti fluviali principali spesso ortoclinali, mentre i segmenti secondari seguono la linea di massima pendenza o delle fratture.

Il territorio occupato dal massiccio dei Picentini risulta frammentato in una serie di blocchi di faglia, di diversa dimensione e forma, variamente dislocati, le cui culminazioni orografiche raggiungono quote diverse ma in molti casi correlabili tra loro altimetricamente anche a grande distanza.

Quest' ultime, sono caratterizzate da superfici di diversa estensione interrotte da profonde incisioni, e rappresentano un antico paesaggio molto maturo morfologicamente.

Dallo schema (fig. 7.3) riportante la distribuzione della Paleosuperficie<sup>1</sup> di primo ordine (PS1) si nota che è meglio conservata nella zona nord e nord- occidentale del massiccio, posta tra i 1000 e 1600 metri di quota, mentre il settore sud-occidentale appare maggiormente afflitto dall'erosione



**Figura 7.3** – Schema della distribuzione della Paleosuperficie di primo ordine (PS1)

<sup>1</sup> Secondo quegli autori che considerano unica la Paleosuperficie la variabilità delle quote alle quali si ritrovano lembi spianati è in larga misura dovuta a dislocazioni intervenute dopo il modellamento della Paleosuperficie. Ciò può essere una valida interpretazione laddove i vari lembi occupano sempre e solo la sommità dei vari blocchi in cui si articola un massiccio. Ma la presenza di superfici subpianeggianti disposte a varie quote lungo un fianco montuoso, quando non si rilevi dovuta all'esistenza di una gradinata di blocchi, dimostra variazioni del livello di base locale e più generazioni di paleosuperfici. Questo secondo tipo di situazione è stato già riscontrato in vari punti del massiccio dei Picentini.

selettiva, per via delle caratteristiche litologiche meno resistenti (Trias-Giura) rispetto a quelle dei calcari cretacici, causando una più spinta retrogradazione dei versanti perimetrali tale da ridurla in lembi ristretti e poco estesi.

Le forme dei lembi in pianta sono molto variabili, mentre i loro limiti risultano a tratti curvilinei o rettilinei.

La distribuzione spaziale indica delle fasce interposte ad esse alquanto rettilinee, che sembrano suggerire l'individuazione di linee tettoniche. In particolare questa situazione è ben visibile nel settore del Cervialto-Polveracchio dove sono presenti delle fasce isorientate secondo una direzione NE-SW e NW-SE.

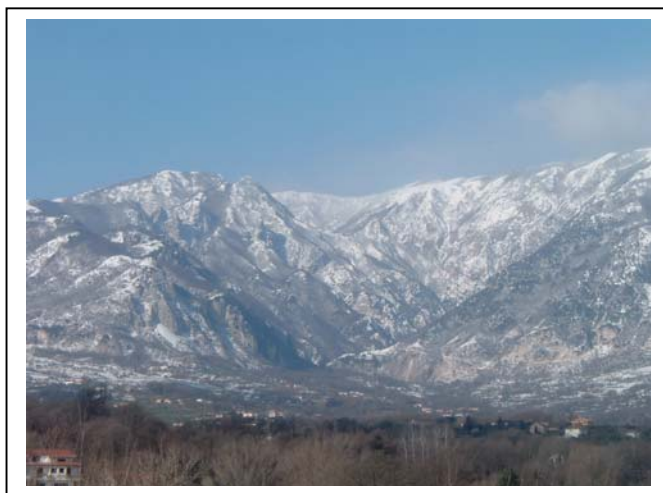
I lembi di Paleosuperficie ridotti a ristrette fasce, fino a rappresentare in alcuni casi il crinale di un rilievo, sono catturati dalle testate dei bacini idrografici, mentre in quelli maggiormente estesi si osservano forme di modellamento fluvio-carsico testimoniando un paleodrenaggio attraverso doline, valli chiuse e tronche, nonché tracce di versanti di faglia oramai ridotti a deboli pendenze.

Il Massiccio è caratterizzato sia da strutture monoclinali come le *cuesta* e gli *hogback*, che da strutture tabulari per lo più fagliate e tiltate. In particolare, si rinvencono diverse forme strutturali come le *mesa*, superfici erosionali e deposizionali sospese discordanti con la stratificazione, valli omoclinali, chiuse o sospese, *polje*, scarpate o versanti di faglia o in linea di faglia, piccoli *graben* ed *horst*.

I suoi versanti perimetrali, solitamente hanno diverse orientazioni con prevalenti andamenti rettilinei e lunghezze e altezze elevate. Talvolta essi risultano segmentati in più punti soprattutto nei tratti basali impostati su scarpate in linea di faglia (fig.7.4).

La continuità dei margini del massiccio è interrotta principalmente da profonde forre e da depressioni tettonico-erosionali di varie forme, orientazioni e dimensioni.

Alcune valli attraversano il massiccio da un margine all'altro secondo dei lineamenti tettonici orientati circa NW-SE, NE-SW, E-W, altre invece hanno le loro testate, impostate nei versanti che delimitano lo spartiacque.

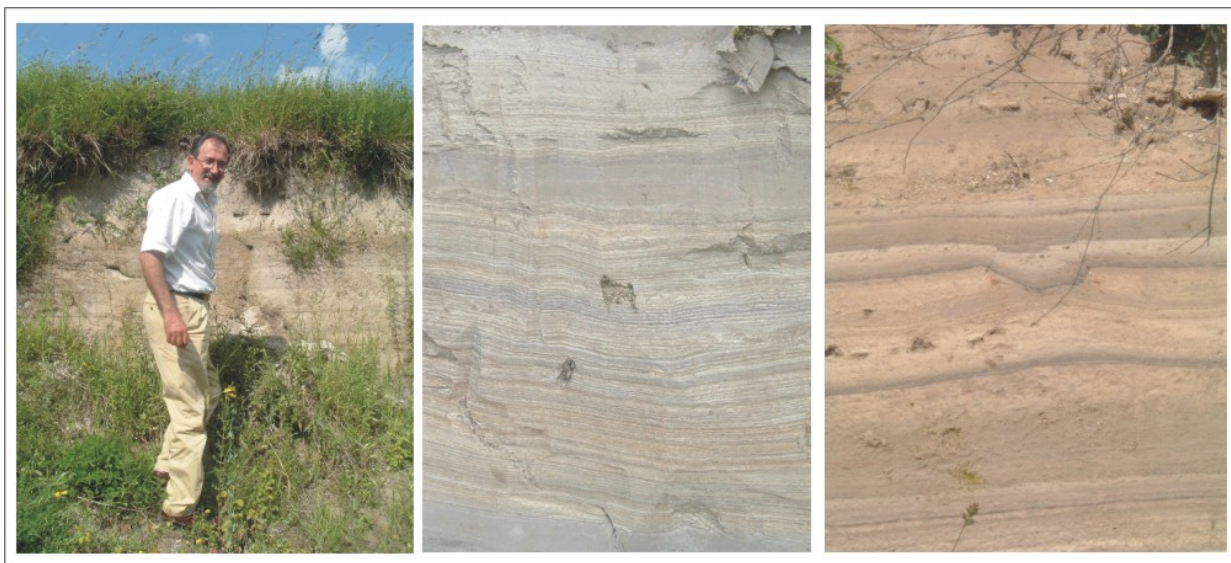


**Figura 7.4** – Versanti di faglia

Nel Massiccio si osservano una serie di valli circa parallele tra loro ad andamento curvilineo ad ampio raggio disposte trasversalmente al fianco montuoso, i cui fondovalle hanno quote decrescenti verso la base di esso. Tale situazione si ripete in diversi settori con orientamenti delle valli diversi.



Le depressioni intramontane o relitti di esse, sono ubicate a quote comprese tra i 1400 ed i 700 metri s.l.m. e alcune sono riempite da depositi fluvio-lacustri terrazzati (fig. 7.5 e 7.6), oramai dissecati da corsi d'acqua anche per molte decine di metri.



**Figura 7.5** – Depositi lacustri che riempiono la depressione tettonica di Acerno circa 400-200 ky (MUNNO et al.,2001); Nella foto il Prof. Aldo Cinque relatore tesi

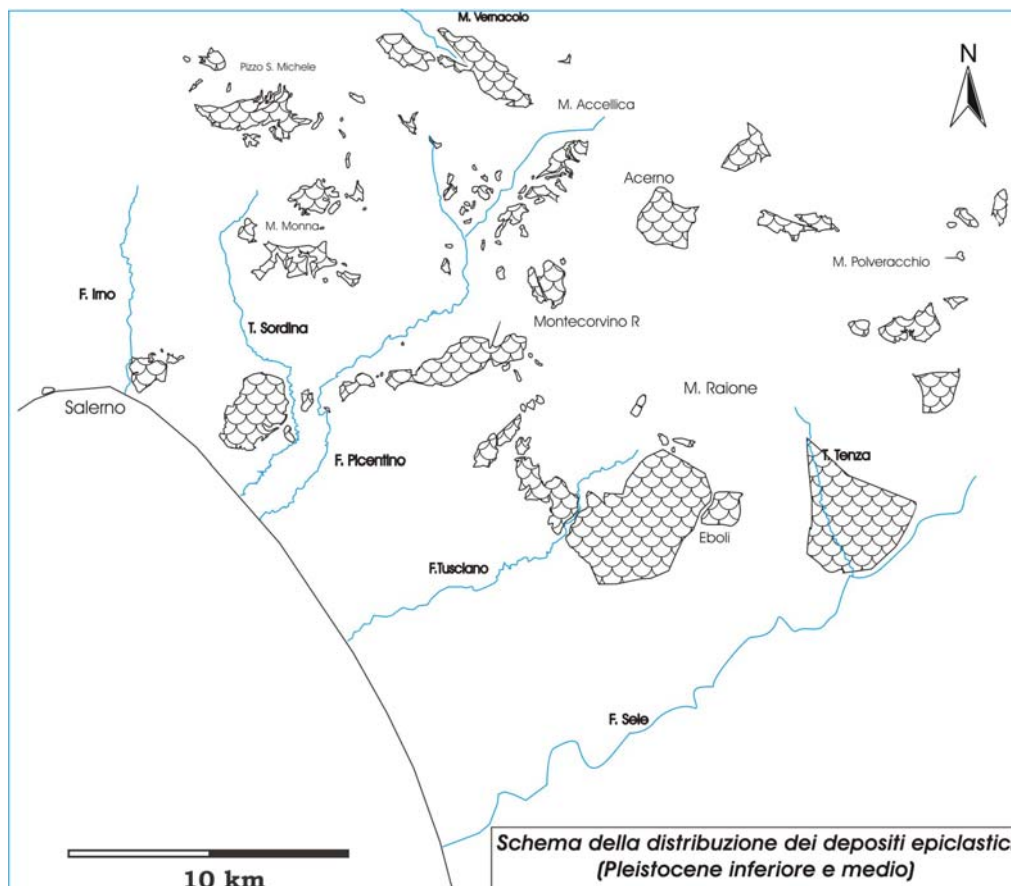


**Figura 7.6** – Depositi del bacino di Tizzano sedimentati circa 700-800 ka (PORRECA et al.,2003)

Numerosi sono i depositi epiclastici continentali presenti nel massiccio, riferibili ad ambienti quali di falde detritiche, di coni detritici, o di conoidi fluvio-torrentizie. Essi si rinvencono a varie quote tra i 1300 ed i 500 metri s.l.m. in diversi contesti morfologici.

Numerose sono le situazioni dove dei lembi residuali ricoprono dei ripiani morfologici isolati o sospesi lungo dei versanti, oppure sono incastrati nei fondovalle e nelle depressioni intracatena.

Lo schema in figura (7.7) mostra la distribuzione spaziale della sedimentazione epiclastica quaternaria più antica all'interno dei Monti Picentini e lungo i suoi margini al momento senza indicare una discriminazione cronologica relativa, ma bensì con lo scopo di poter fare ulteriori considerazioni geomorfologiche.



**Figura 7.7-** Sedimentazione epiclastica continentale interna al massiccio e lungo i suoi margini

Nell'ambito dei depositi indicati, si osserva che i depositi pedemontani sono ubicati solo al margine meridionale e orientale del massiccio dove alcuni si trovano in prossimità di fiumi attuali, altri lontani da sistemi deposizionali individuati dalle ultime fasi tettoniche.

All'interno del massiccio, si osserva l'assenza di depositi epiclastici nei settori settentrionali e in altri distretti. I depositi relativamente più giovani hanno giaciture primarie e sono disposti all'interno di valli e risultano reincisi per molti metri, oppure lungo dei versanti perimetrali dei rilievi conservando la loro forma deposizionale a luoghi.

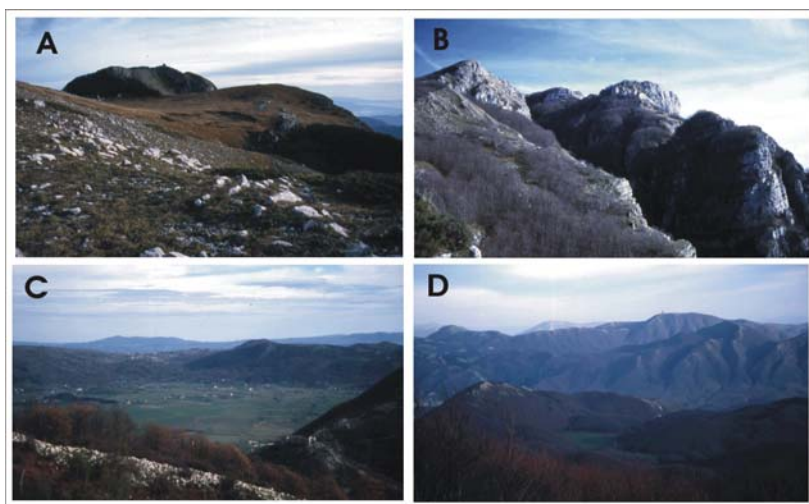
Quelli più antichi sono conservati prevalentemente nel settore centro centro-orientale del Massiccio anche di estensione considerevole. Essi in molti casi sono basculati verso la zona di alimentazione e risultano modellati da una superficie suborizzontale di erosione. Nel settore sud-occidentale dei Monti Picentini si osserva una depressione per angolo di faglia occupata dai depositi conglomeratici di Castiglione dei Genovesi tra i rilievi di Monte Monna e M. Tobenna rispettivamente a destra e sinistra della figura 7.8.

Tra i Monti Mai situati più a N e la collina di Montena le faglie che dislocano e basculano i blocchi monoclinali e le successioni epiclastiche quaternarie verso N hanno direzione circa E-W.



**Figura 7.8-** Veduta dei blocchi monoclinali di M. Monna (q. 1200 m) e M. Tobenna (q. 834 m)

Nella zona Nord-Occidentale del massiccio sono presenti rilievi di natura calcarea in quanto sono costituiti da terreni di età cretacea della piattaforma carbonatica Lattari-Picentini *sensu* (SGROSSO, 1998). In queste litologie dominano le forme carsiche (doline, paleodrenaggi fluviali e depressioni tettono-carsiche). I versanti perimetrali presentano pendenze elevate e risultano dissecati da brevi incisioni impostate sulle fratture che sembrano avere direzione subparallela tra loro. Numerose sono le superfici di spianamento poste a diversa quote perché dislocate da faglie e per variazioni del livello di base locale che rende possibile la loro suddivisione in più ordini (forse almeno tre). Nella figura (7.9A) è visibile la paleosuperficie sommitale conservata sul M. Terminio, molto articolata da un paleodrenaggio e da faglie successive al suo modellamento, e fortemente dissecata da erosione lineare innescata con il sollevamento dell'area (7.9B).

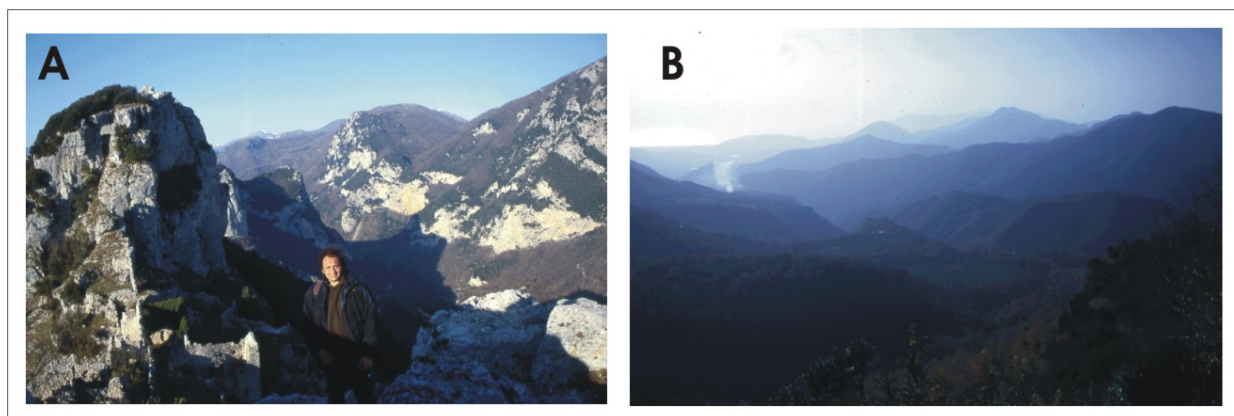


**Figura 7.9** – Esempi di paesaggio che caratterizzano il settore nord-occidentale del Massiccio dei Picentini

In figura (7.10A) è mostrata la profonda forra del fiume Tusciano, che segna un evento di dissezione successivamente al forte sollevamento del massiccio.

Nella figura (7.10B) è riportata una panoramica della valle tettonica del fiume Picentino riempita da depositi fluvio-torrentizi conservati in lembi sospesi rispetto al *talweg* attuale.





**Figura 7.10** –Valli con fiumi Tirreno-vergenti :A)Forra del Tusciano; B) Alta valle del Picentino.

Nella figura (7.11A) è riportato un piano di accavallamento tettonico immergente 10 gradi a N tra terreni carbonatici mesozoici. In figura (7.11B) è riportata la depressione tettono-carsica di Piano Lacero parzialmente occupata dall'omonimo lago. Essa risulta delimitata da rilievi elevati circa 500-600 metri più in alto mostranti versanti ad alto grado di maturità rispetto a quelli che la sospendono a quota 1100 m.



**Figura 7.11** – A) piano tettonico a basso angolo; B)Estesa depressione intracatena sospesa.

## 7.2 Analisi per settore

In questa sezione vengono riportati i dati riferiti a vari settori “chiave” che permettono di ricostruire una serie di eventi all’interno del massiccio che possono essere ordinati cronologicamente.

### 7.2.1 Settore M. Raione

Il rilievo carbonatico Triassico-Giurassico di Monte Raione (fig.7.13) è delimitato a nord dalla finestra tettonica Lagonegrese di Campagna, ad est dalla media valle del Sele, a sud dalle colline di Eboli-Battipaglia ed infine ad ovest dalla forra del fiume Tusciano.

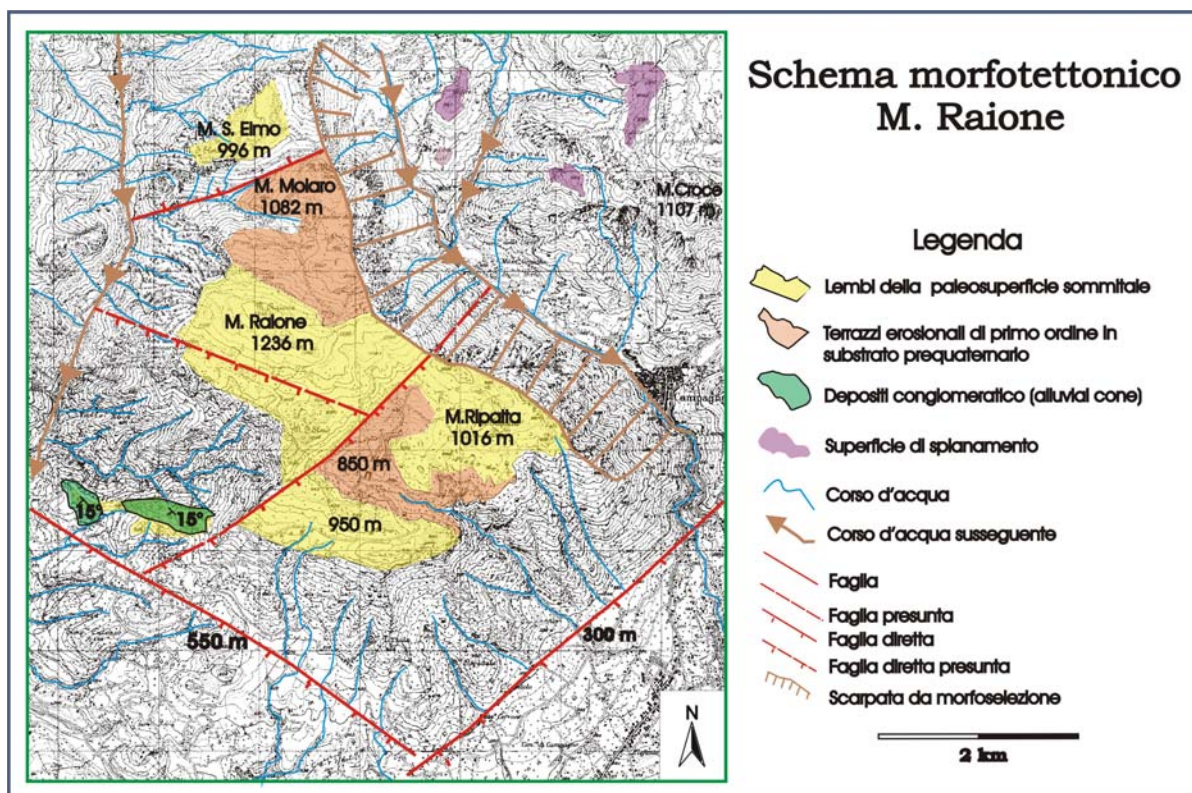


**Figura 7.13** – Panoramica del Monte raione delimitato a Sud dalle colline dei conglomerati di Eboli presso Battipaglia.

Tale morfostruttura si eleva fino a 1236 m s.l.m. e presenta dei versanti bordieri, orientati NW-SE e NE-SW molto acclivi, poco maturi morfologicamente impostati su scarpate di faglia, di morfoselezione e di erosione fluviale (fig. 7.14).

La sua sommità è caratterizzata da una ampia superficie d’erosione policiclica a deboli pendenze (Paleosuperficie di primo ordine, PS1) rappresentante un antico paesaggio fluvio-carsico con cavità, doline e paleovalli, interrotta da scarpate rettilinee che indicano l’esistenza di faglie post modellamento NW-SE e NE-SW.

In particolare sono conservati due terrazzi erosionali molto estesi, incastrati rispetto alla Paleosuperficie (PS1) sommitale con i loro orli esterni troncati da valli sospese che vengono associati alla paleosuperficie di II ordine (PS2). Quest’ultime rimodellano il paesaggio di PS1 dove il livello di base fluviale è compatibile altimetricamente.



**Figura – 7.14** – Schema morfotettonico di Monte Raione

Nel vallone S. Stefano sono presenti due placche spesse circa 20 metri di natura conglomeratici, (fig. 7.15) costituite da clasti carbonatici a spigoli vivi di diametro 2-3 cm, cementati e sottilmente stratificati. Tali affioramenti inclinati di  $15^\circ$  verso sud, poggiano in discordanza su dei lembi della paleosuperficie PS1 duplicata e ribassata tettonicamente da una faglia NE-SW.

L'area che comprende il massiccio di M. Raione e il suo bordo occidentale presenta buone evidenze geomorfologiche e geologiche che consentono di ricostruire alcuni eventi morfoevolutivi dovuti principalmente dalla neotettonica procurando delle variazioni dei livelli di base locali e delle condizioni morfologiche



**Figura 7.15** – Lembo di conglomerati correlabili all'Eboli in facies di conoide prossimale torrentizia

tali da aver consentito la formazione di depositi alluvionali *latu sensu*. e di versante rilevabili attualmente in sporadici lembi sospesi. Nello schema (fig. 7.14) si individua un primo evento di fagliazione della paleosuperficie PS1 (M. Raione) orientato NE-SW che la ribassa di circa 100 m



(M. Ripalta) e successivamente si ha una variazione del livello di base che origina i terrazzi di primo ordine che si incastrano tra i lembi di paleosuperficie (PS2).

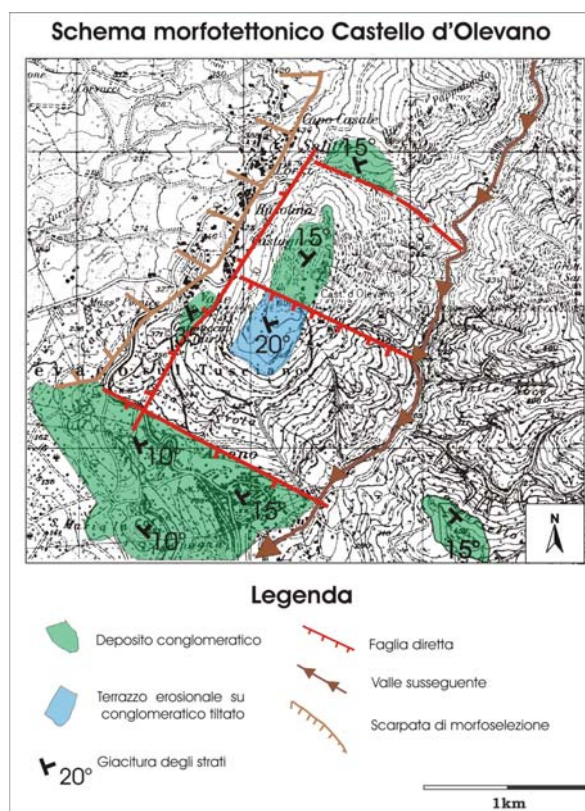
### 7.2.2 Settore Castello d'Olevano S.T.

In località Olevano su Tusciano, in destra orografica del fiume Tusciano e a nord della frazione Salitto, si sono effettuate delle osservazioni stratigrafiche e geomorfologiche (fig. 7.16).

Il rilievo collinare del Castello di Olevano elevato fino a quota 700 m. s.l.m., è costituito da calcari giurassici e dolomie triassiche in contatto tettonico per faglia ad alto angolo.

Esso è delimitato a Nord dalle Ripe di Pappalondo molto suggestive per la forma a pan di zucchero causata dall'erosione fluviale, ad est dalla forra susseguente del fiume Tusciano, a sud dal piedimonte epiclastico raccordante con la Piana del Sele.

Lungo i versanti bordieri ed alla sommità della collina, sono presenti dei depositi conglomeratici aventi facies diverse con giaciture e inclinazioni variabili.



**Figura 7.16** – Schema dei rapporti geomorfologici tra depositi e fagliazione

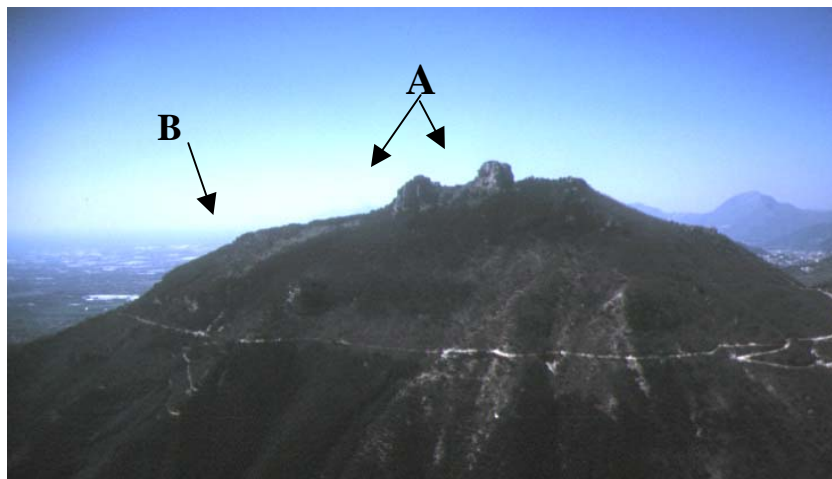
Prima di raggiungere il paese di Salitto (frazione di Olevano S.T.) all'interno di una cava ( fig.7.17) sul fronte di scavo si osserva una successione epiclastica spessa circa 40 metri, a clasti di natura calcarea e dolomitica, immergente a NE ed inclinata circa 35°.



**Figura 7.17** – Depositi conglomeratici basculati

Essa è costituita da due facies alternate, una rappresentata da conglomerati sottilmente stratificati e cementati spessi da 2 a 5 metri con clasti a spigoli vivi con diametro max = 5 cm, l'altra comprende un'alternanza di conglomerati raramente stratificati, a clasti eterometrici fino a 15 cm di diametro, arrotondati o smussati immersi in una matrice sabbiosa di colore biancastra giallastra più o meno abbondante; tali depositi si correlano ai conglomerati di Eboli auct..

Gli aspetti morfologici più interessanti (7.18) sono rappresentati da due torrioni conglomeratici che sovrastano la collina, e dalla presenza subito a sud di essi di una superficie spianata immergente e sospesa verso la Piana aprentesi tra quota 600 e quota 575 m.



**Foto 7.18** – A: lembi di conglomerato; B: terrazzo erosionale impostato su conglomerato

I lembi A poggianti sul substrato dolomitico triassico, sono costituiti da conglomerati di clasti carbonatici (fig. 7.19) eterometrici di diametro max 15 cm arrotondati in matrice ghiaioso sabbiosa

calcarea con stratificazione poco evidente e verso l'alto da conglomerati stratificati a clasti carbonatici centimetraci prevalentemente a spigoli vivi immergenti a NW con inclinazione di  $15^\circ$ .



**Figura 7.19** –Facies conglomeratica di ambiente fluvio-torrentizio

L'affioramento ha uno spessore massimo di circa 20 m e raggiunge la quota massima di circa m 700.

Il ripiano B (fig. 7.20) dal basso verso l'alto è costituito da depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi stratificati e lentiformi immergenti di  $15^\circ$  verso est (fig. 7.21) seguiti, in discordanza da depositi di brecciolino calcareo sottilmente stratificato ben cementato da riferirsi probabilmente a detrito di versante (7.22).



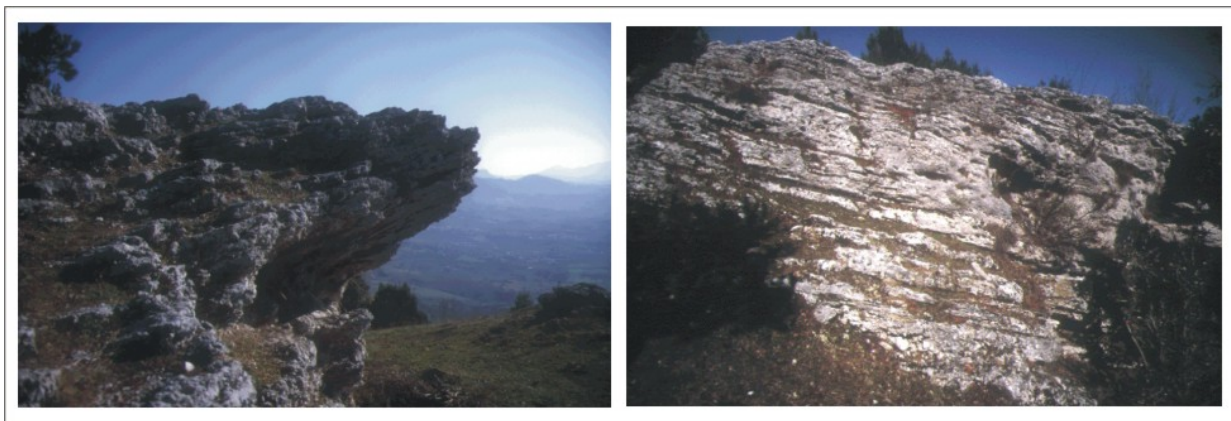
**Foto 7.20**- Ripiano erosionale impostato su conglomerati basculati verso monte.



**Foto 7.21**—Deposito fluvio-torrentizio ghiaioso con lente sabbiosa.

Tale serie stratigrafica ha uno spessore di circa 60-70 m, risulta basculata e immergente verso NE con un'inclinazione di circa  $20^\circ$ . La superficie di spianamento (PS2) immergente verso la piana del Sele e sospesa rispetto a essa di almeno 400 m indica un periodo di relativa stasi tettonica e l'inizio di una fase di modellamento.





**Figura 7.22** – Affioramenti di depositi ghiaiosi tiltati e rasati da PS2.

I depositi cartografati nello schema morfotettonico (fig.7.16) risultano dislocati da una gradinata di faglia orientata NW-SE facendoli basculare verso monte prima della fase di modellamento individuata. La faglia NE-SW parallela al tratto susseguente del fiume Tusciano situata sul versante occidentale della collina disloca i conglomerati già tiltati.

### **7.2.3 Settore M. Polveracchio- Montenero**

Il Monte Polveracchio (fig.7.23) è uno dei più imponenti rilievi del Massiccio dei Picentini, situato nella zona centro-orientale, che raggiunge 1790 m di quota.



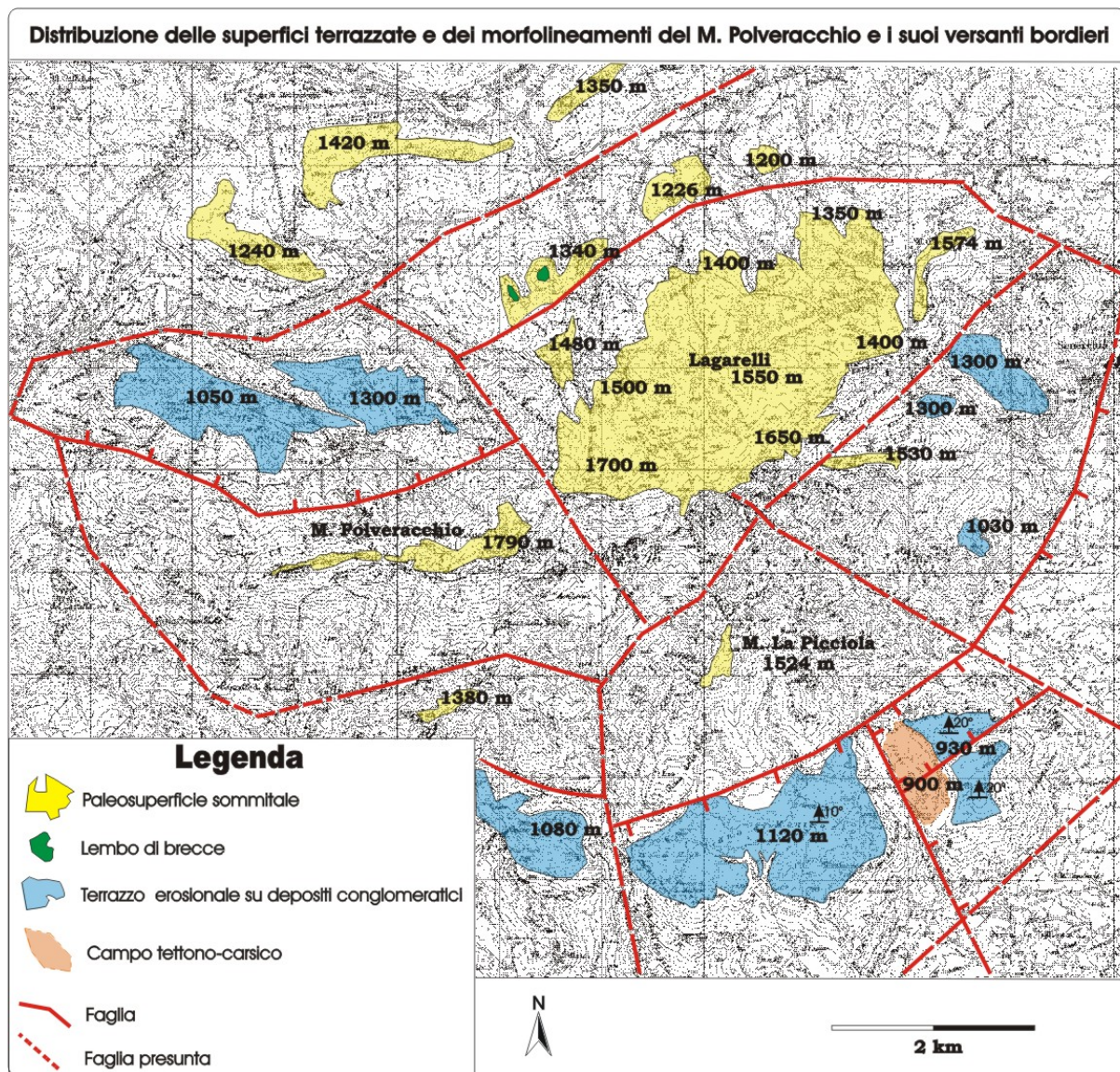
**Figura 7.23** –Panoramica del Gruppo montuoso del M. Polveracchio

Esso è delimitato a nord dalla linea di dislocazione tettonica che lo divide dal Gruppo montuoso del Cervialto (Calabritto-Acerno), ad E-SE dalla Valle del Sele ed a W-SW dalla depressione di Acerno e la finestra Lagonegrese ed è costituito prevalentemente dalle dolomie triassiche e giurassiche.

I versanti bordieri sono interrotti da valli susseguenti parallele ai fianchi montuosi che delineano altri picchi come M. La Picciola, M. della Croce, M. Boschetiello.



Alla sua sommità in località Lagarelli, regna la più estesa paleosuperficie PS1 (fig. 7.24) che degrada verso N da 1700 a 1400 metri con pendenze dell'ordine dei 5-10°. Essa presenta varie



**Figura 7.24-** Schema della fagliazione post PS1, pre e post-Eboli

ondulazioni che rappresentano oltre che delle forme erosionali di un paleodrenaggio superficiale, anche dei antichi versanti di faglia oramai ridotti a deboli pendenze orientati generalmente NE-SW ma non mancano i lineamenti N-S (relativamente meno antichi). Inoltre la Paleosuperficie risulta in più punti duplicata da faglie prevalentemente orientate NE-SW con rigetti decametrici sia lungo il versante settentrionale che quello meridionale ribassandola a quote inferiori dove, in alcune zone costituisce il substrato di depositi epiclastici continentali che si produssero principalmente dal modellamento dei versanti di faglia più antichi.

Generalmente le formazioni detritiche sono caratterizzate da conglomerati a clasti calcareo-dolomitici da spigolosi a sub-arrotondati, generalmente ben cementati e stratoidi, le cui caratteristiche lito-sedimentologiche indicano facies variabili da falde detritiche (anche con episodi

caotici da frane da crollo) a conoidi a fasce proluviali alimentate da ricorrenti colate detritiche parzialmente rielaborate da acque dilavanti o incanalate.

L'imponenza dei depositi e la scarsità di matrice e di intercalazioni pedologiche ne indicano una genesi in condizioni altamente rexistasiche alle quali si potrebbe associare un contesto climatico freddo. Ma l'energia del rilievo generato dalle prime dislocazioni e lo stato di estrema fratturazione delle rocce madri inducono a ridimensionare il ruolo giocato dalla preliminare degradazione crioclastica della roccia stessa. Infatti, anche nel clima attuale è possibile osservare nei Picentini meridionali piccoli ghiaioni e coniglioni alluvionali attivi laddove dislocazioni e/o re-incisioni recenti, creando pendenze tali da non consentire la stabilità delle coperture piroclastiche pedogenizzate e del fitto bosco che esse sorreggono, espongono i carbonati a intensa erosione.

I vari affioramenti di brecce e conglomerati hanno in comune, oltre alla entità dei volumi e molti caratteri sedimentologici, anche un analogo grado di maturità dei versanti di faglia ai quali sembrano geneticamente legati<sup>2</sup>. Inoltre essi presentano sempre segni di tettonizzazione e di carsificazione. Nel versante settentrionale sono presenti dei lembi di limitata estensione conglomeratici di natura carbonatica in località Tana del Lupo, poggiati su un lembo di paleosuperficie ribassato da una faglia NE-SW posto a quota 1350 metri.

Situazione analoga in località Iumaiano solo che i depositi sono molto estesi e sono posti alla base di un versante di faglia molto maturo a quote comprese tra 1300 e 1050 metri con giaciture immergenti verso N-NW e inclinazioni variabili talvolta elevate. La formazione epiclastica essenzialmente carbonatica non ricopre la faglia che ha dislocato la paleosuperficie PS1.

Nel versante Meridionale sono affioranti diversi lembi conglomeratici più o meno estesi a diverse quote. Quelli più alti si trovano in località Madonna del Tiglio e a sud del versante del picco M.te della Croce tra i 1300 ed 1100 metri.

I depositi di Montenero posti a quota 1120 m.s.l. a sud di M. La Picciola, sono spessi alcune decine di metri, a luoghi la stratificazione è evidente e si hanno giaciture e inclinazioni fortemente variabili che mediamente immergono verso N di 10-20°. Essi risultano fagliati e basculati prima di un evento di spianamento che ha rasato le strutture impostate nei conglomerati.

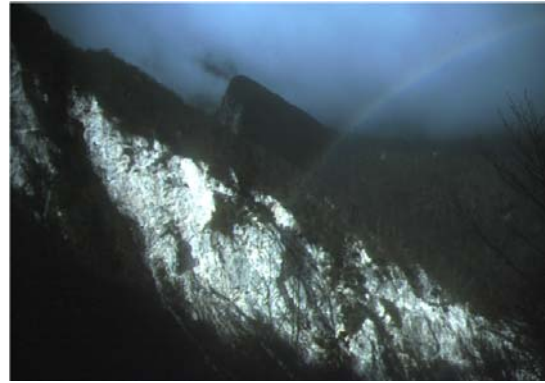
---

<sup>2</sup> Morfologicamente il versante che ha prodotto il deposito è riconoscibile, ma le faglie che lo hanno individuato non sembrano essere sature dai depositi, il che fa pensare ad un deposito non legato geneticamente al versante ma bensì spiegabile con una ricostruzione morfoevolutiva con eventi appartenenti ad una storia più antica.





**Figura 7.25** – Piano Policastro



**Foto 7.26** –Scarpata di faglia del Trientale

Il Piano Policastro (fig. 7.25) è costituito da depositi che raggiungono lo spessore massimo di 12 m, essi sono stratificati con giacitura immergente verso NW e inclinazione di  $20^\circ$  il che indica che i conglomerati (fig. 7.27) hanno subito un basculamento dalla faglia NE-SW del Trientale con un movimento di tipo listrico che delimita a sud il M. La Picciola (fig.7.26). M. Raia è costituito da depositi epiclastici del tutto simili a quelli di Montenero e Piano Policastro.

La superficie subpianeggiante di Piano Policastro posta a quota 930 m. s.l.m., rasa i depositi detritici basculati probabilmente per una variazione locale del livello di base (PS2). Nella zona di Piano Canale si individua una depressione carsica riempita di depositi eluviali e residuali incastrata tra piano Montenero e piano Policastro dove la copertura detritica è oramai dissolta. La superficie su cui sono impostati tali depositi è un lembo di paleosuperficie PS1 duplicato dalla tettonica.

In questo settore del Massiccio dei Monti Picentini si individuano due sistemi di fagliazione di differente età.

Il più antico sistema è orientato NE-SW con lineamenti molto estesi che dislocano e gradonano la PS1 da quota 1700 fino a 1100 metri.

Quello più recente ha direzione appenninica e disloca con rigetti decametrici sia la paleosuperficie che i terrazzi erosionali impostati sui depositi conglomeratici, come ad esempio a Piano Policastro dove la faglia disloca quest'ultimo dal Piano Montenero, cronologicamente dopo il basculamento dei depositi verso monte e la successiva fase di spianamento.



**Figura 7.27** – Conglomerati di Eboli prossimi a quota 930 m.

In definitiva i depositi epiclastici presenti lungo i bordi del Polveracchio rappresentano la facies proximale dei Conglomerati di Eboli aut depositatisi su lembi di PS1 duplicati, successivamente tiltati e spianati dal modellamento della paleosuperficie di II ordine.

#### 7.2.4 Settore M. Accellica

Tale settore (figura 7.28) si estende nella parte meridionale del Massiccio dei Picentini e comprende l'alta Valle del fiume Picentino aperta verso la Piana del Sele.

Il Monte Accellica è costituito da rocce carbonatiche del Trias e prevalentemente del Giurassico che morfologicamente rappresenta una porzione dello spartiacque appenninico.

Esso è rappresentato morfologicamente da due dorsali, quella denominata Accellica Nord (1660 m) orientata E-W e l'Accellica Sud (1444) orientata N-S in contatto tra loro agli estremi E ed N rispettivamente

della prima e seconda struttura (fig. 7.29). Il luogo di unione

è denominato Butto della Neve, dove si erge la guglia il “Ninno” (1527 m), che sovrasta una profonda incisione a forma di imbuto con pareti verticali di roccia alte centinaia di metri. Esse non permettendo alla neve di stabilizzarsi, la fanno precipitare ammassandola compatta nel catino ove, ben protetta da tre lati, fa da “nevera”, dal quale hanno origine le sorgenti di Capo di Fiume del Picentino.

Alla sommità dell' Monte Accellica vi sono dei lembi residuali di Paleosuperficie che rappresentano la cresta del rilievo (7.29).



**Foto 7.28** – Veduta del M. Accellica e dell' Alta Valle del Picentino



**Foto 7.29** –In primo piano lembo residuo di paleosuperficie PS1 dell'Accellica Sud, nello sfondo panoramica dei Monti Picentini meridionali.

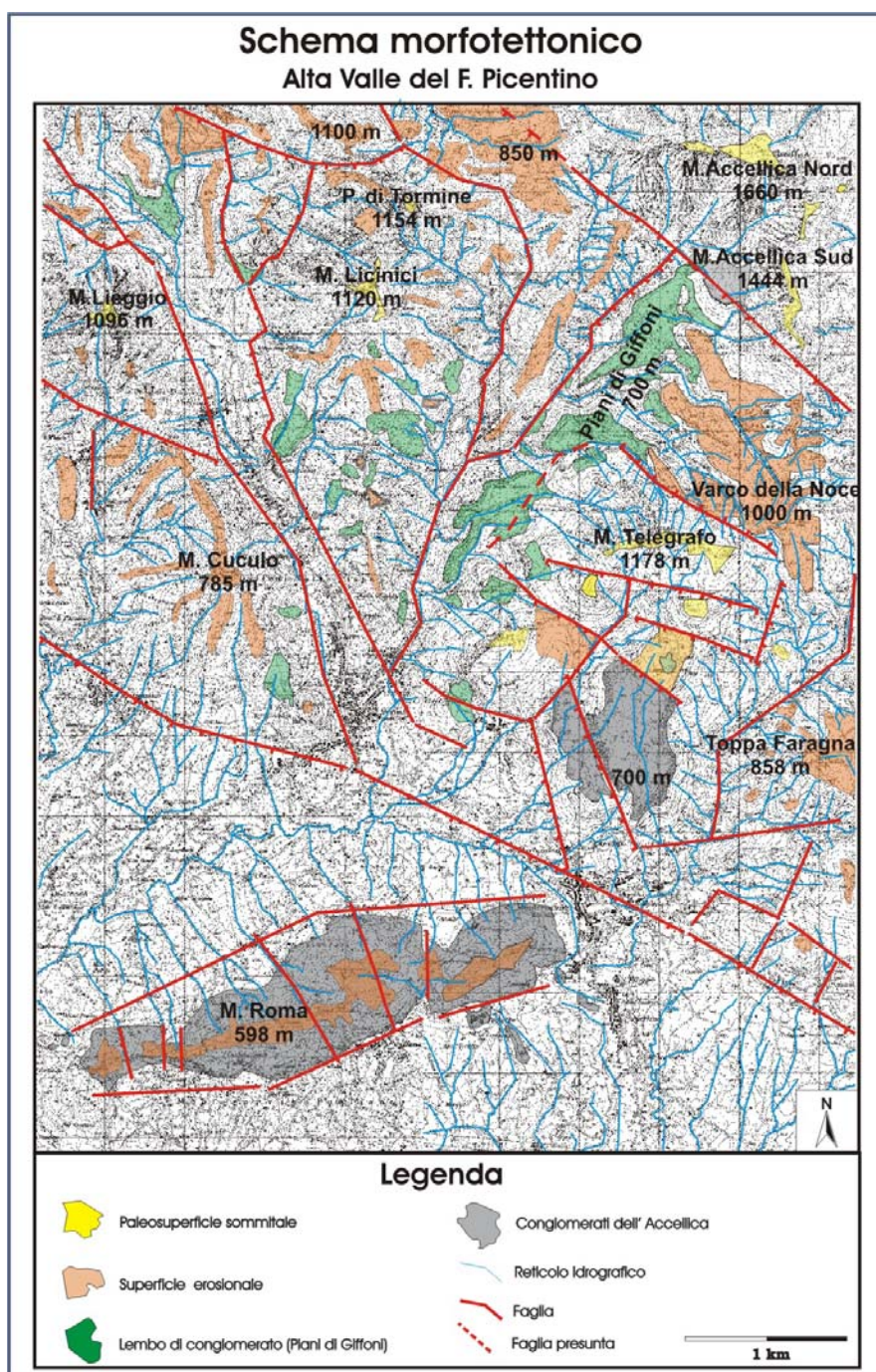
I versanti perimetrali dell'Accellica presentano una elevata maturità morfologica soprattutto in quello esposto a est con alla base un'imponente falda detritica che si raccorda con la depressione di Acerno. Invece il versante esposto ad ovest ha un aspetto più accidentato per via di numerose incisioni impostate su fratture e per essere stato interessato da una tettonica estensionale più vivace.



In figura 7.30 è riportato lo schema morfotettonico dell'Alta Valle del Fiume Picentino che illustra la mappatura dei lembi residuali della Paleosuperficie PS1, le superfici erosionali PS2, i lembi conglomeratici denominati "Conglomerati dell'Accellica" e i lineamenti tettonici.

I vari lembi di Paleosuperficie sono posizionati a quote inferiori ai 1200 m s.l.m. dislocati rispetto a quelli dell'Accellica dalla faglia "Varco del Paradiso" orientata NW-SE.

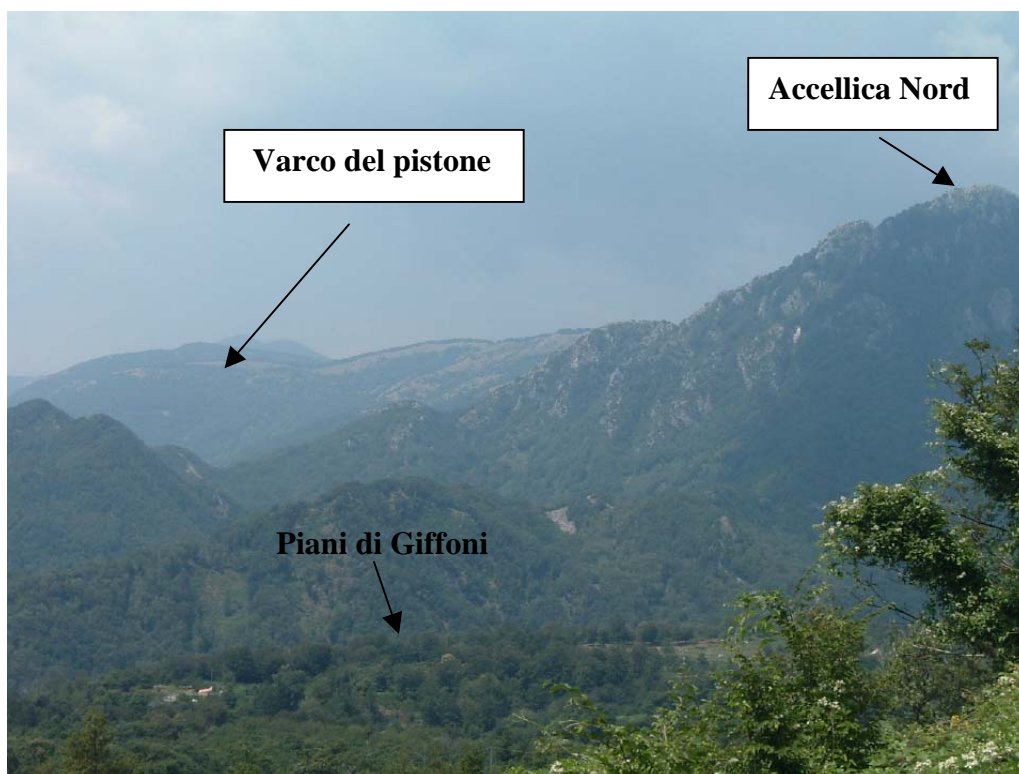
Numerose risultano le superfici erosionali poste tra i 1000 ed i 500 metri di quota rappresentanti un ampio paesaggio di erosione articolato in blandi dossi e depressioni che in qualche località di questo settore rasano il substrato o depositi conglomeratici oppure arretrano ed addolciscono le scarpate create dalle dislocazioni precedenti al loro modellamento.



**Figura 7.30** –Schema morfotettonico dell'Alta Valle del Fiume Picentino

Ad esempio in località Varco del Pistone una superficie erosionale (PS2) rasa la faglia “Varco del Paradiso” (fig.7.31).

Le faglie sono prevalentemente orientate NW-SE responsabili delle prime dislocazioni che smembrano la Paleosuperficie e della deposizione dei conglomerati dell’Accellica, mentre quelle NE-SW individuano dei depocentri dove avviene la sedimentazione delle epiclastiti fluvio-torrentizie dell’Alta Valle del Picentino (Piani di Giffoni).



**Figura 7.31** – Superficie erosionale “Varco del Pistone”

I lembi conglomeratici che si rinvencono presentano diverse caratteristiche sedimentologiche e geomorfologiche, documentate di seguito con maggiore dettaglio.

#### **a) Conglomerati “La Mola”**

Alla base del versante ovest del Monte Accellica Sud, in località Falconara è presente a quota 950 m s.l.m. un lembo conglomeratico denominato La Mola (fig. 7.32).

Tale deposito eroso alla sommità (fig.7.33) e spesso circa 20 metri, poggia sopra una superficie subpianeggiante impostata nel



**Figura 7.32** –Lembo conglomeratico “La Mola”



substrato dolomitico (Paleosuperficie PS1).

Esso è costituito da un conglomerato monogenico a clasti carbonatici di dimensioni medie (2-3 cm) poco arrotondati con stratificazione decimetrica avente giacitura suborizzontale (7.34) invece la matrice consiste in millimetrici clasti con assenza di componente di origine piroclastica.



**Figura 7.33** - Ripiano di La Mola (950 m)



**Figura 7.34** - Depositi di detritici di versante rimobilizzati (Alluvial Cone).

Il deposito del ripiano La Mola, da evidenze di campagna sutura la faglia orientata NW-SE che delimita il versante ovest del Monte Accellica, per cui si ritiene che esso è legato geneticamente al versante individuatosi in seguito alla fase tettonica che ha smembrato la paleosuperficie a quote più elevate.

In località Rotundo affiorano fino a quota 700 metri circa dei conglomerati sub-orizzontali, tagliati alla sommità dalla superficie di erosione discussa prima che per caratteristiche sedimentologiche e posizione geomorfologica sono correlabili al ripiano di La Mola.

### **b) Piani di Giffoni**

I depositi terrazzati di Piani di Giffoni, sono incastrati nell'Alta Valle del Picentino ( fig. 7.30) ricoprendo il substrato mesozoico modellato dalla PS2. Questi ripiani deposizionali (fig. 7.35) degradanti da quota 720 a 350 metri s.l.m., si seguono in lembi piuttosto ampi lungo l'alto e medio corso del fiume Picentino, nelle località Piani di Giffoni, Pietrapiana, Masseria Canale e Pezzale. Tali depositi fluvio-torrentizi a clasti di natura carbonatica e principalmente provenienti dall'erosione delle dolomie.

I vari affioramenti (fig. 7.36) mostrano una variabilità



**Figura 7.35** – Ripiano deposizionale di Pietrapiana



di facies nell'ambito dell' ambiente fluvio-torrentizio caratterizzati da depositi organizzati in sequenze conglomeratiche con clasti prevalentemente a spigoli vivi o poco smussati di dimensioni millimetriche e centimetriche con sporadici livelli che includono detriti di dimensione compresa tra i 10 e i 15 centimetri.

La matrice in alcuni casi è assente soprattutto nei depositi originati da flussi iperconcentrati detritici, in altri è costituita da sedimenti fini sabbioso-argillosi, talvolta preponderanti ai clasti, con presenza di una componente piroclastica.

La stratificazione è maggiormente evidente nelle serie conglomeratiche con poca matrice e registra spessori decimetrici con giacitura sub-orizzontale o leggermente immergente verso l'asse vallivo.

Nelle serie non si individuano orizzonti piroclastici in situ, bensì dei probabili paleosuoli alterati spessi fino ad 1 metro coincidenti con i livelli prevalentemente sabbioso – argillosi.

L'incisione attraversa sia la successione epiclastica che il substrato triassico permettendo di osservare la superficie erosionale subpianeggiante (PS2) ribassata che taglia le dolomie inclinate su cui poggiano i depositi fluvio-torrentizi.



**Figura 7.36** – Facies dei Conglomerati di Piani di Giffoni.

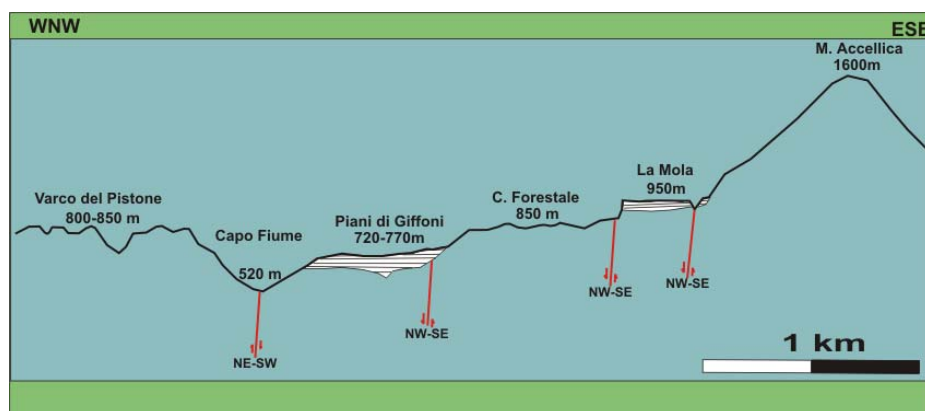
In figura 7.37 è riportato un transetto orientato WNW-ESE ubicato ai piedi del M. Accellica e trasversale all'Alta Valle del fiume Picentino.

Alla base del versante W dell'Accellica Sud si osserva il ripiano deposizionale di La Mola posto a quota 950 m, e ancora più a valle il terrazzo deposizionale dei Piani di Giffoni.

Si consideri che un dislivello di 700-800 m tra rilievo alimentatore e settore a valle rende possibile le condizioni per avere forte erosione e l'imponente deposizione dei Conglomerati di Eboli sulla Piana.

Gli elementi geomorfologici e sedimentologici sostengono l'ipotesi di inquadrare cronologicamente tale lembo conglomeratico coevo dell' Eboli s. s. e quindi i Conglomerati di La Mola per loro

posizione geografica, nonché per facies rappresentano i depositi di apice delle estese conoidi oramai sospesi a quota 950 m slm, che si formarono in seguito ai primi movimenti surrettivi che interessarono tale settore del massiccio dei Picentini.



**Figura 7.37-** Transetto della Valle del fiume Picentino

Il lembo di La Mola ricopre un lembo di paleosuperficie (PS1) ribassato ma la sua deposizione è dovuta all'erosione del versante di faglia che andava ad individuarsi e non è un' unità deposizionale formatasi prima della faglia e quindi duplicata alla base e smantellata alla sommità.

L'Assenza di matrice piroclastica che suggerisce un origine più antica del vulcano sepolto sotto al Vesuvio risalente a 300- 400 mila anni fa (BROCCHINI *et al* 2001).

A seguito della deposizione dei conglomerati di Eboli si registra una pausa della tettonica testimoniata dal modellamento di una paleosuperficie di seconda generazione posta attualmente tra i 800 e i 850 m slm (vedi transetto) che denota una morfologia molto irregolare legata all'erosione di una probabile copertura epiclastica eteropica di La Mola che si accomodava su una paleomorfologia piuttosto articolata dovuta ad un insistente carsismo su un substrato di natura ove più calcareo ove più dolomitico.

Tale paleosuperficie (PS2) sembra trovare una correlazione con i ripiani erosionali (PS2) presenti lungo i bordi della Piana del Sele sospesi tra i 400 e 800 m slm.

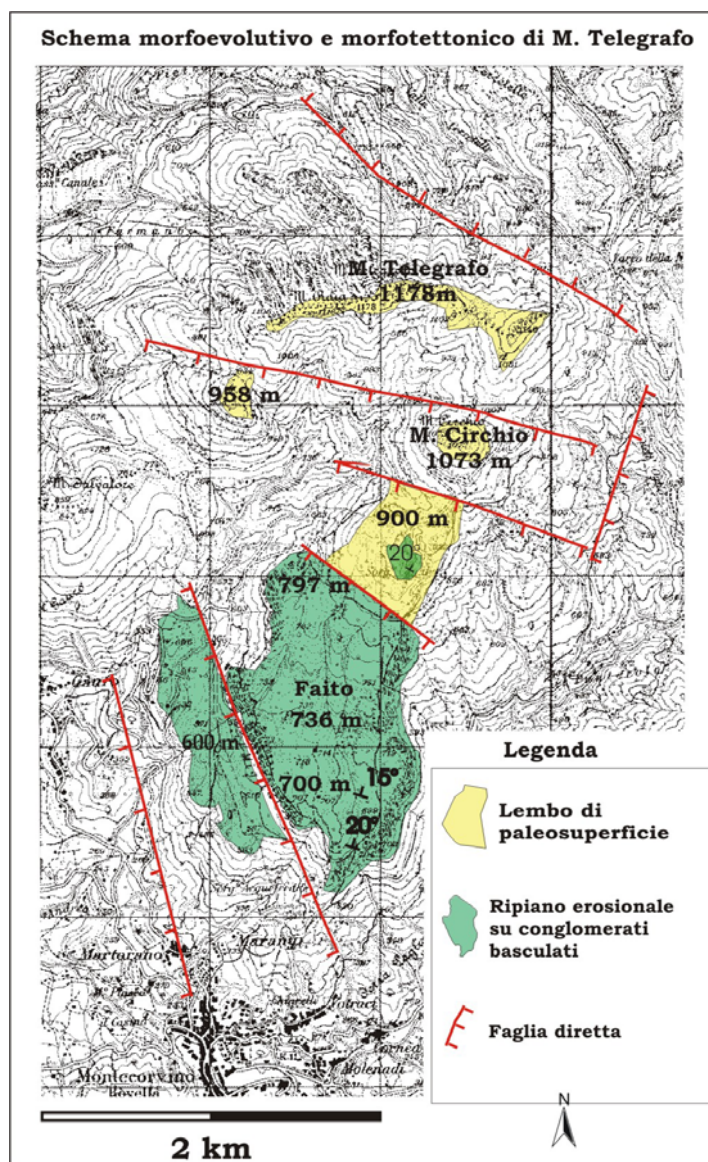
Se tali superfici sono coeve tale fase di spianamento registrata lungo gran parte dei margini del massiccio (Montena, Faito, Olevano, Montenero, Eboli) è preceduta da una fase tettonica che bascula i conglomerati con faglie orientate SW-NE.

Una nuova fase tettonica affligge l'alta valle del Picentino rendendo sospesi (vedi transetto) di circa 100 m i Conglomerati La Mola rispetto la paleosuperficie di seconda generazione per via di un lineamento orientato NW-SE e comporta l'erosione dei conglomerati coevi di La Mola, e successivamente un'ulteriore crisi tettonica individua con faglie orientate NW-SE e SW-NE un depocentro che incrementa l'erosione nei settori a monte e permette la deposizione dei Piani di Giffoni.

Essi attualmente sono sospesi rispetto al talweg attuale del Picentino il che fa ritenere che dopo la loro deposizione ha fatto seguito un'ulteriore fase di sollevamento del massiccio che ha indotto l'approfondimento tettonico ed erosionale della valle del Picentino coinvolgendo anche il substrato calcareo-dolomitico.

### 7.2.5 Settore M. Telegrafo

L'area ricadente nella zona compresa tra il ripiano Faito e il M. Telegrafo presenta caratteristiche morfostrutturali che esemplificano la dislocazione di blocchi a gradinata e loro basculamento in un regime distensivo con asse di estensione NE-SW . Nello schema in (fig.7.38) si individuano una serie di faglie dirette ritenute di diversa antichità da considerazione geomorfologiche come ad esempio dal grado di maturità dei versanti e dalle faglie che dislocano elementi morfostrutturali.



**Figura 7.38** –Schema mostrante la fagliazione pre-post Eboli



La paleosuperficie (PS1) posta sulla sommità del M. Telegrafo (1178 m s.l.m.) verso sud viene dislocata a gradinata da una serie di faglie dirette fino a raggiungere quota 600 m s.l.m.. Essa si individua in vari lembi dissecati e sospesi messi in risalto dai processi di morfoselezione tra le dolomie e le unità terrigene.

Il lembo di paleosuperficie posto a quota 900 m (fig. 7.39) risulta nella sua parte occidentale carsificato con la presenza di una dolina, mentre il settore orientale di essa è ricoperta a nord da un lembo di flisch (F. Monte Seirio) ancora conservate e al centro da un lembo di deposito ghiaioso in matrice sabbioso-limosa di ambiente fluvio-torrentizio (fig.7.40) con stratificazione decimetrica immergente verso NNE e inclinata di 20°. Tale deposito risulta basculato con un movimento listrico avvenuto lungo la faglia che separa M.Circhio dalla paleosuperficie ponendolo in contro pendenza all'area di provenienza dei sedimenti. Inoltre esso risulta rasato da una superficie pianeggiante che segna un modellamento dovuto a un periodo di stabilità tettonica (PS2).



**Figura7.39-** Lembo di paleosuperficie (PS1) rimodellato da PS2 posto a quota 900 m.



**Figura 7.40-**Lembo di terrazzo erosionale di depositi fluvio-torrentizi basculati

Il ripiano Faito posto a quote variabili tra gli 800 m e i 700 m immerge verso la piana del Sele ed è costituito da depositi di detrito di versante costituiti breccie dolomitiche eterometriche cementate (figura 7.41), depositi fluviali l.s. (7.42) costituiti da ghiaia mista a sabbia in matrice sabbiosa con segni di trasporto trattivo spesso stratificati in sottili livelli decimetrici. Gli strati immergono verso NNE con inclinazione compresa tra i 10° e i 20° e sono anch'essi basculati. Tale ripiano rade il deposito (PS2) in alcuni tratti conservando in altri la sua forma.



**Figura 7.41** -Brecce Faito in contatto erosivo con la paleosuperficie impostata su dolomie Triassiche



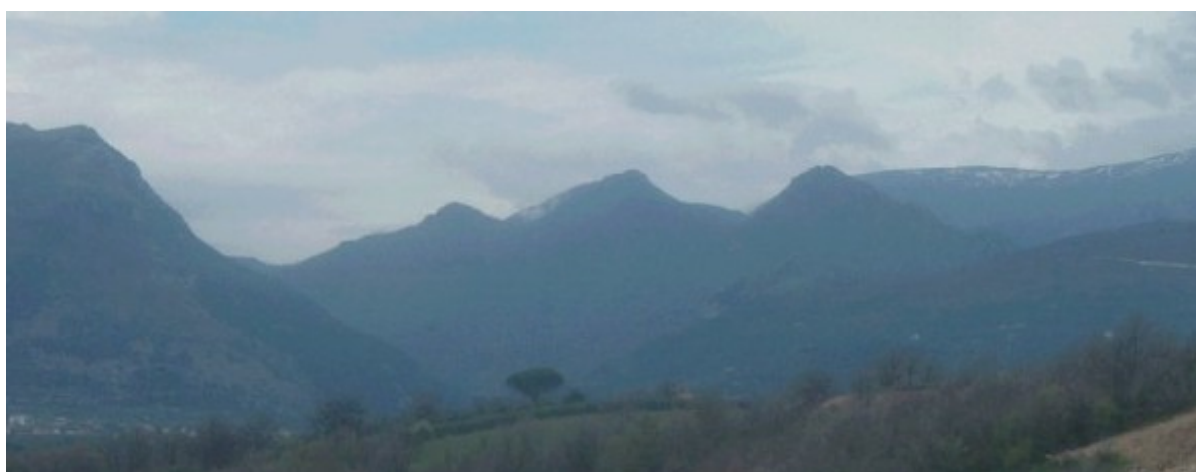
**Figura 7.42** -Sedimenti fluvio-torrentizi stratificati e basculati contro monte

Si ritiene che i conglomerati di Faito rappresentino la parte prossimale dei Conglomerati di Eboli (Eboli II) (cfr. Cap. 6.9) depositatisi prima di un evento tettonico che li tilta e li spiana con il modellamento della PS2. Essi altimetricamente e per caratteri morfostratigrafici (facies, tettonica ed erosione) si correlano a quelli di Castello Nebulano e Montena.

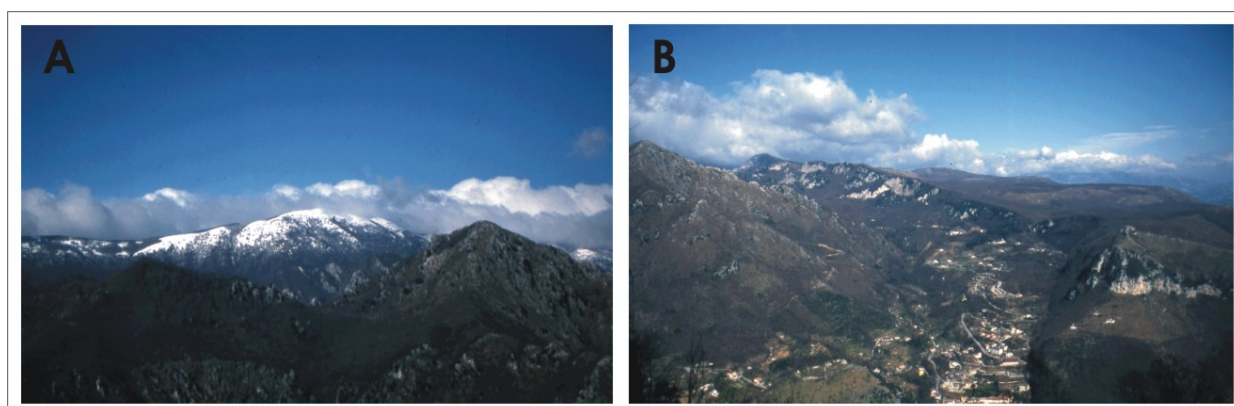
### 7.2.6 Settore Finestra Tettonica Lagonegrese di Campagna

In figura 7.43 è mostrato l'alto strutturale lagonegrese interposto tra i terreni di piattaforma.

Partendo dalle evidenze geologiche mappate da Turco, (1976) con l'uso della geomorfologia si sono fatte delle osservazioni.



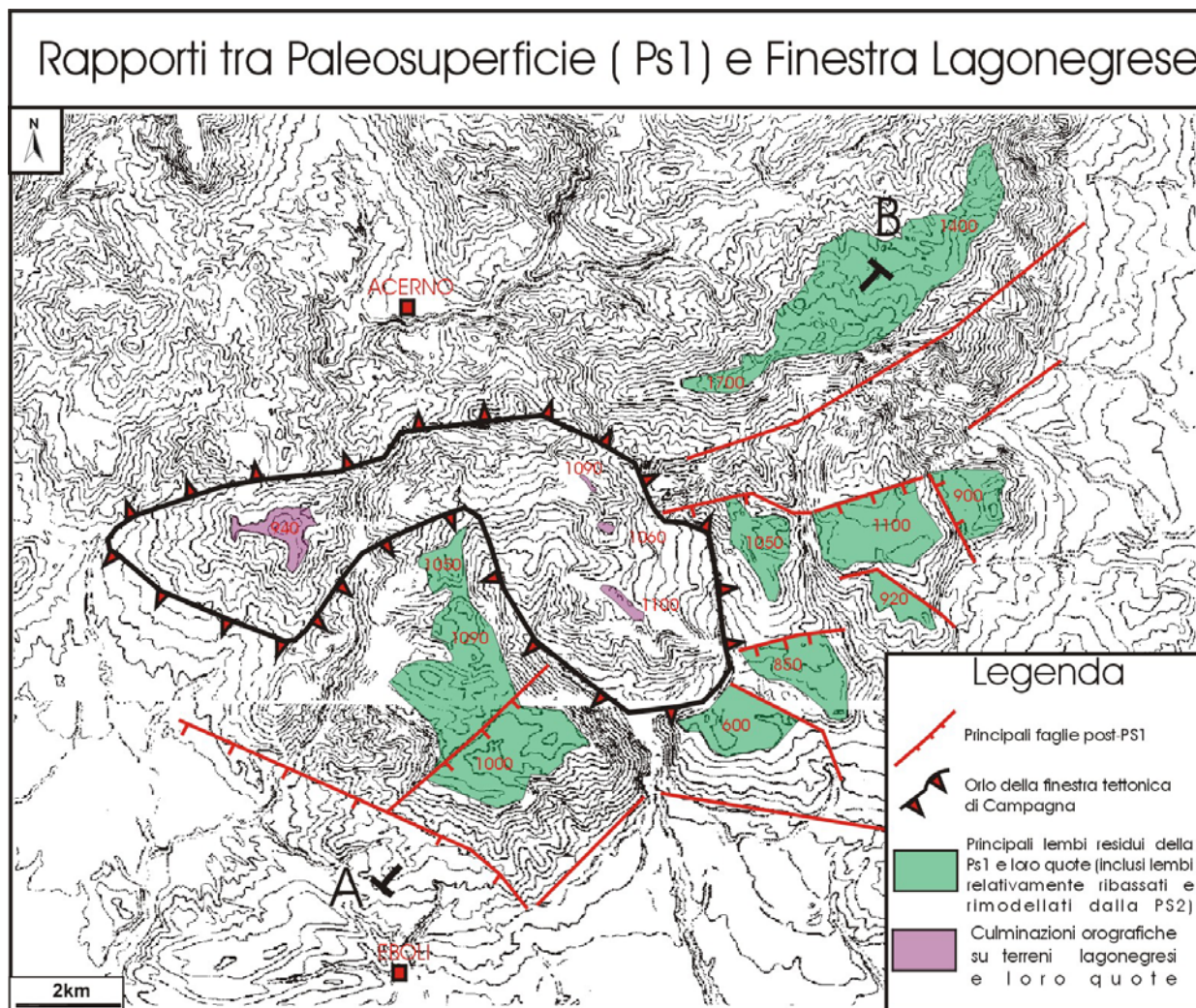
In figura (7.44A) si mostra la correlazione altimetrica esistente tra la PS1 di Lagarelli e la massima culminazione orografica lagonegrese di Monte Croce in finestra, mentre nella (7.44B) si nota l'incisione del T. Tenza ed il limite tra i terreni lagonegresi e di piattaforma.



**Figura 7.44** –A) In primo piano M.Croce, sullo sfondo il M. Polveraccio innevato; B) Scarpata in linea di faglia che delimita il bordo settentrionale della finestra.



Dall'analisi geomorfologica risulta che la PS1 si sviluppava anche sulle unità lagonegresi (fig. 7.45), che cominciavano a scoprirsi. Ciò è dimostrato dai rapporti di cronologia relativa tra alcune faglie che delimitano le unità lagonegresi nella finestra tettonica di Campagna e i lembi della PS1 che le suturano.

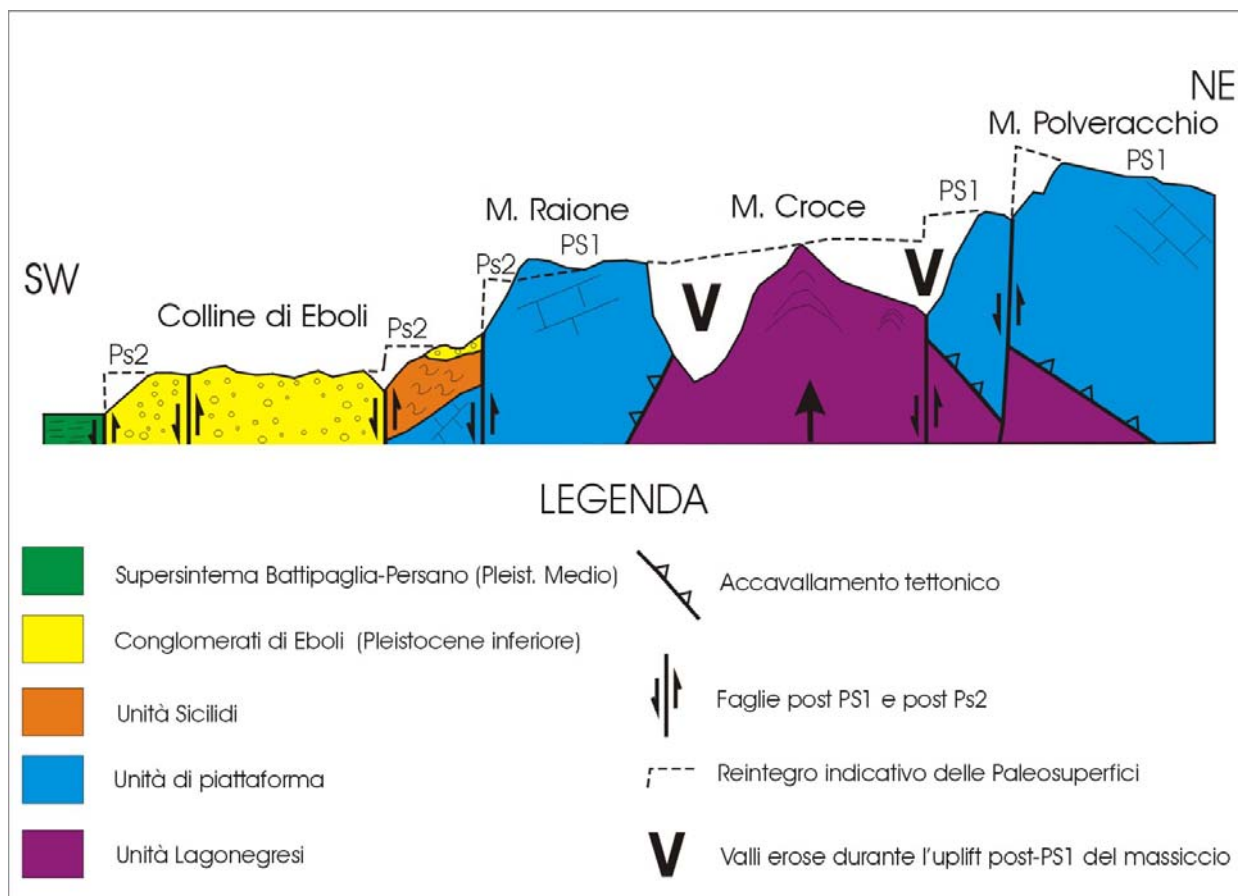


**Figura 7.45** –Schema morfotettonico della finestra lagonegrese di Campagna.

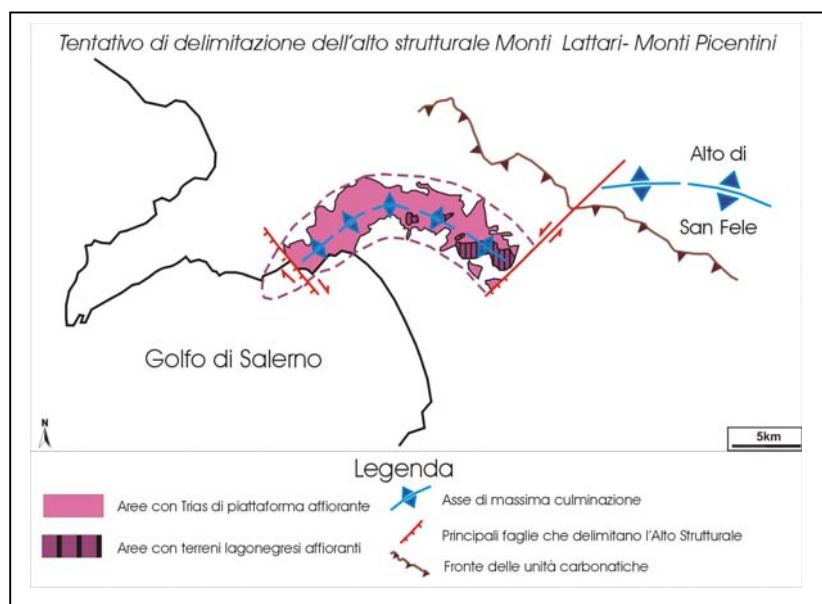
In figura (7.46) è mostrato il transetto A-B passante la PS1 del M. Polveracchio (Lagarelli), la finestra, la PS1 o PS2 di M. Raione, i conglomerati di Eboli ed il Supersistema di Battipaglia-Persano.

L'alto strutturale era già nato e presente a quote vicine al livello marino poco prima che la PS1 modellasse il suo maturo paesaggio; vale a dire che nel Pliocene sup-Pleistocene inf. prima della deposizione dei Conglomerati di Eboli l'alto strutturale già esisteva.





Di seguito è riportato un tentativo di delimitazione dell'alto strutturale che coinvolge anche le unità basali del Trias di piattaforma (fig.7.47). La sua forma arcuata suggerisce la presenza di una fase compressiva N-vergente, e risulta delimitato da faglie trascorrenti poi riattivatisi in estensione come dirette.



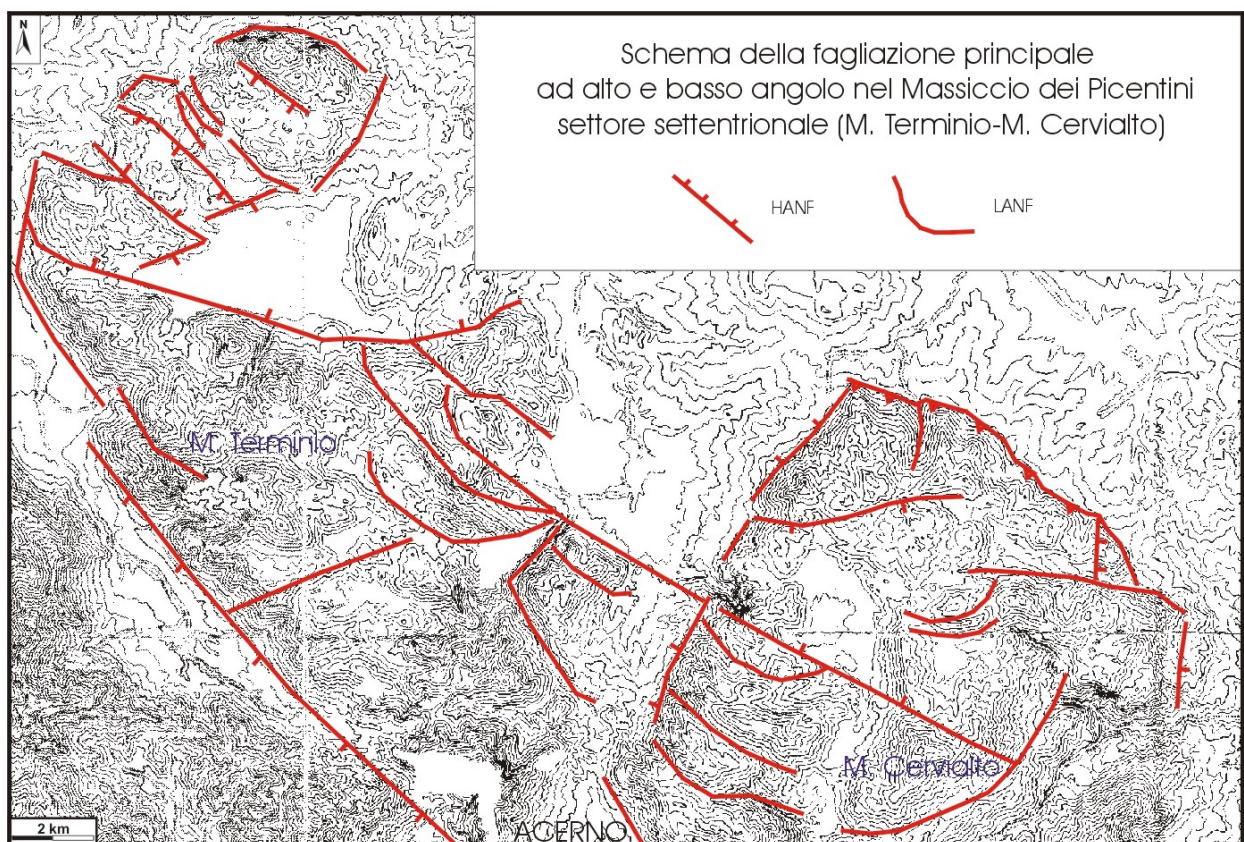
Se si osservano le posizioni delle due culminazioni strutturali (M.Lattari-M.Picentini e San Fele) si nota che sono scostate, mentre il fronte delle unità carbonatiche è indisturbato. Ciò trova

spiegazione nel fatto che l'intera pila di falde ha subito un movimento orizzontale verso nord differenziale lungo faglie stike-slip, successivamente esse funzionano come faglie laterali di rampa o da strappo mentre i thrust avanzano e dopo con l'estensione peritirrenica queste si riattivano come faglie ad alto angolo dip-slip.

### 7.3 La fagliazione a basso ed alto angolo nei Monti Picentini

L'analisi morfostrutturale del paesaggio dei M. Picentini ha permesso di individuare la presenza di faglie a basso angolo immergenti verso settentrione, che nella zona orientale del M. Cervialto, queste dislocazioni danno luogo anche a depressioni da angolo di faglia che sono talora diventati sede di campi tettono-carsici, e di valli asimmetriche i cui fianchi meridionali consistono talora in piani di faglia a basso angolo rimodellati dall'erosione. La giacitura dei piani di faglia è di norma evidenziata da allineamenti di bassi morfologici e incisioni susseguenti che danno luogo a tracciati curvi concavi verso NNW e N-NE (fig.7.48) .

Le faglie principali ad alto angolo in questo settore in ordine di diffusione hanno orientazione NW-SE, NE-SW e più raramente circa N-S.



**Figura 7.48** - Distribuzione delle faglie ad alto e basso angolo nei Monti Picentini settentrionali

## 7.4 Discussione e sintesi per eventi relativamente alla zona dei Monti Picentini

L'area attualmente occupata dai M. Picentini era in strutturazione compressiva durante il Miocene medio e superiore, quando sull'unità tettonica (*thrust unit*) di piattaforma (derivata dalla piattaforma carbonatica Appenninica di MOSTARDINI & MERLINI, 1986 o piattaforma Lattari-Picentini di SGROSSO, 1998) riceve tre cicli di sedimentazione sinorogena. Il primo, circa concordante, di età Serravalliano e, forse, Tortoniano p.p. (Calcareniti di Laviano; AMORE *et al.*, 2003); gli altri due, discordanti, sono dati dalla formazione di M. Sierio (età Tortoniano medio fino all'inizio del superiore) e dal flysch di Castelvete (Messiniano inferiore). Nel corso della deposizione della F. di M. Sierio si registra l'arrivo di colate gravitative alimentate da retrostanti rughe orogeniche esponenti le unità interne (Sicilidi); poco dopo, il bacino viene chiuso con l'arrivo della falda sicilide stessa.

Circa l'accavallamento dell'unità di piattaforma su quella lagonegrese, esso deve essere posteriore al Tortoniano inferiore in quanto entrambe presentano terreni di tale età (rispettivamente, F. di Monte Sierio e Arenarie della Vallimala, TURCO, 1976). L'accavallamento, d'altra parte, non è più giovane del Messiniano in quanto il Flysch di Castelvete sutura, a livello quasi regionale, tale accavallamento (com. pers. SGROSSO).

E' interessante notare che la formazione di M. Sierio poggia discordante sui carbonati già fortemente deformati ed erosi, tanto da poggiare direttamente su termini di età da cretacea a triassica. Oltre che rilevarsi a scala regionale (com. orale prof. SGROSSO), questa caratteristica la si è ritrovata anche nel massiccio dei Picentini, sebbene gli affioramenti siano molto rari: l'unità terrigena in questione copre il Cretaceo superiore a Piano Sazzano (BRANCACCIO, 1964), il Giurassico a M. Altillo ed il Trias a M. Circhio.

D'ARGENIO *et al.* (1987), OLDOW *et al.* (1993), PAPPONE & FERRANTI (1995), FERRANTI & OLDOW (1999) evidenziano che il massiccio, dal tardo Miocene-Pliocene e fino al Medio-Tardo Pliocene, subì un collasso estensionale su faglie a basso angolo con geometria *younger on older*, immergenti a S-SE. Questo collasso può essere legato allo strutturarsi di un alto di tipo antiforale, coincidente in parte con l'attuale massiccio dei Picentini, che, con il suo accentuarsi da luogo ad una pronunciata culminazione che renderà poi possibile l'affiorare in finestra dei terreni lagonegresi. All'incirca a N e a S di questo alto, si individuano due aree relativamente depresse rispettivamente occupate dai bacini pliocenici dell'Ofanto (HIPPOLYTE *et al.*, 1994) e di Salerno-Contursi (cfr. Cap. 6), tutti e due con allungamento E-W. Le evidenze raccolte nella fascia collinare (cfr. Cap. 6) suggeriscono che alle fagliezioni a basso angolo può correlarsi la messa in posto della scaglia tettonica di Pietra S. Stefano (cfr. par. 6.3) che, poggiando anche sui depositi del Pliocene inferiore del bacino di Salerno-Contursi, permettono di attribuire a questa tettonica almeno tale età.

L'analisi morfostrutturale del paesaggio dei M. Picentini ha permesso di individuare anche la presenza di faglie a basso angolo immergenti verso settentrione, che nella zona orientale del M. Cervialto, danno luogo anche a depressioni da angolo di faglia che sono talora diventati sede di campi tettono-carsici, e di valli asimmetriche i cui fianchi meridionali consistono in piani di faglia a basso angolo solo rimodellati dall'erosione. Gli allineamenti di simili evidenze danno luogo a morfolineamenti concavi verso NNW e NNE.

Nell'area dei M. Picentini, l'erosione sulla ruga provoca lo smantellamento delle coperture silicoclastiche che vanno ad alimentare i Conglomerati di Sala Abbagnano (Cap. 6) e la successiva esumazione delle unità carbonatiche. Su queste si modella un paesaggio a dolci gradienti (Paleosuperficie di I ordine: PS1) che oggi si conserva solo in lembi residui verso le sommità del rilievo (M. Polveracchio, M. Raione, M. Accellica, M. Cervialto, Zona Terminio etc. cfr. fig. 7.3).

La presenza di questa paleosuperficie fa pensare che gli embrionali rilievi dei M. Picentini erano modestamente elevati (poche o pochissime centinaia di metri s.l.m.) e che l'area attraversava un periodo di relativa stabilità tettonica. Questo periodo può collocarsi nel corso del Pliocene superiore, forse fino ad includere l'inizio del Pleistocene inferiore. In accordo con AMATO & CINQUE (1999) e ASCIONE & CINQUE (1999) si ritiene che il modellamento di un paesaggio maturo fu favorito anche dal fatto che all'epoca la linea di costa era notevolmente più lontana di dove verrà a collocarsi quando sprofonderà il Graben di Salerno, e pertanto i profili longitudinali dei corsi drenanti verso il Tirreno risultavano ancora dolci. In tali condizioni, i bassi ritmi di dissezione permettevano ai processi di versante e a quelli carsici di addolcire il rilievo.

Alla PS1 si associano diversi lembi, successivamente dislocati, quali quello presente lungo il dolce versante settentrionale del M. Polveracchio (PS1 di Lagarelli), quelli del M. Raione, del M. Accellica e del M. Cervialto

Dall'analisi geomorfologica risulta che la PS1 si sviluppava anche sulle unità lagonegresi, che cominciavano a scoprirsi. Ciò è dimostrato dai rapporti di cronologia relativa tra alcune faglie che delimitano le unità lagonegresi nella finestra tettonica di Campagna e i lembi della PS1 che le suturano.

In seguito, la PS1 viene dislocata da faglie ad alto angolo con andamenti articolati, composte da segmenti con orientazioni principali NW-SE, NE-SW ed E-W (Evento tettonico post-PS1). I rigetti prodotti con queste dislocazioni sono di ordine ettometrico: frammenti della PS1 si rinvergono spostati a quote che differiscono al massimo di 500 metri (ad esempio tra il lembo di Lagarelli sul M. Polveracchio, a circa 1600 m ed il lembo di Montenero, a circa 1100 m).

Con tali dislocazioni, si individua una zona di massima elevazione corrispondente alla attuale zona centro-settentrionale dei M. Picentini. Al suo interno si registra la deposizione, ai piedi dei versanti

neofornati e all'interno di bassi relativi, di falde detritiche alimentate da veloce degradazione fisica del complesso carbonatico, molto fratturato. Esse sono testimoniate dalle brecce di Iumaiano, Montenero, La Mola e S. Stefano, preservate nell'area centro-sudorientale del massiccio. Nel frattempo, questo embrionale alto morfologico subisce dissezione soprattutto ad opera dei corsi drenanti verso sud, i cui profili longitudinali sono stati resi molto ripidi dalle gradinate di faglia.

Per correlazioni con la limitrofa area coincidente con l'attuale fascia collinare (età dei Conglomerati di Eboli; Cap. 6) e con quanto risulta dal Golfo (nascita del Golfo; Cap. 5), l'evento tettonico che provoca lo smembramento della PS1 ed innesca la re-incisione dell'alto che andava individuandosi, può collocarsi intorno all'inizio del Pleistocene inferiore.

In questa fase evolutiva, la zona che corrisponde all'attuale fascia meridionale del massiccio doveva collocarsi a quote medie prossime al livello di base: essa costituisce sostanzialmente una zona di by-pass che accoglie solo in piccola parte le coperture clastiche derivanti dall'incisione ed erosione del retrostante alto morfologico. In questa zona si inscrivono gli attuali rilievi del M. Raione, M. Telegrafo, Castello Nebulano, etc., dove alcuni lembi relativamente ribassati (meno sollevati) della PS1 vengono sepolti da alluvioni intravallive ghiaiose in facies di *braided stream* (affioramenti di Faito, Castello di Olevano, Gauro, S. Stefano del M. Raione, Castello Nebulano, Puglietta). Il massimo della deposizione clastica, infatti, si registra nell'area del prospiciente graben (Cap. 5 e Cap. 6).

Nel tardo Pleistocene inferiore, un nuovo evento tettonico dà luogo ad ulteriori fagliazioni e movimenti verticali con i quali il massiccio aumenta la sua estensione e innalza le sue cime. In questo evento si individuano versanti di faglia con rigetti fino a 500 m, che sganciano a quote ancora più elevate i lembi della PS1, e le depressioni tettoniche della valle del Picentino, del Dragone, di Laceno e di Acerno. Il sollevamento promuove l'intaglio di profonde valli erosionali (Fuorno, Tusciano, Tenza) e delle depressioni citate.

Alcuni blocchi marginali del massiccio dei Picentini subiscono basculamenti verso i quadranti settentrionali lungo faglie principalmente appenniniche ed antiappenniniche che causano rigetti fino a 200/300 metri. Che si tratti di basculamenti di questa epoca, lo dimostra il fatto che vi sono coinvolti anche i conglomerati di Montenero, Piano Policastro, Piano Faito e Castello di Olevano, che rappresentano le facies prossimali dei Conglomerati di Eboli.

Segue un nuovo periodo di relativa quiete tettonica (più breve di quello che in passato aveva permesso il modellamento della PS1) durante il quale si modellano, sui blocchi tiltati, paesaggi maturi impostati in parte sul substrato meso-cenozoico ed in parte su lembi dei depositi correlabili ai Conglomerati di Eboli. Lembi di questi paesaggi (PS2) si ritrovano, ad esempio, al Varco della Noce, a Serra della Manca e a M. Telegrafo.

In questo periodo, nel Massiccio dei Picentini, si inquadra la deposizione di sedimenti fluvio-lacustri nel bacino di Tizzano: studi paleomagnetici segnalano una polarità inversa nella parte basale della successione, e una polarità normale nella parte sommitale (PORRECA *et al.*, 2003). Ciò permette di riferire lo stadio durante il quale si modellano le PS2 al tardo Pleistocene inferiore-inizi del Medio.

Nel corso del Pleistocene medio, un nuovo evento tettonico provoca, nel complesso, un ulteriore sollevamento del massiccio che assunse finalmente contorni simili a quelli attuali. Con esso, in particolare, il massiccio raggiunse, in tutta la fascia meridionale, quote superiori ai 1000 m, mentre le cime più alte giunsero a superare i 1800 m. Le fagliazioni occorse durante questo evento provocarono il sollevamento a gradinata dei lembi di PS2 impostati su blocchi di substrato mesocenoico, talora ricoperti dai depositi correlabili ai Conglomerati di Eboli. Tali lembi furono portati intorno a 1000 al M. Raione, 700 a Piano Fauto, 600 a Castello Nebulano. Questi sollevamenti diedero origine ad una nuova fase di dissezione che raggiunse anche l'area del bacino di Tizzano.

Tra gli effetti delle dislocazioni occorse durante questo evento si registra, a sud della valle di Acerno, lo sbarramento tettonico con la conseguente nascita dell'omonimo lago in cui si depositano sedimenti fluvio-lacustri, la cui età va da 400 a 200 ka (MUNNO *et al.*, 2001).

Questo evento di sollevamento innescò una nuova fase di dissezione nel massiccio, in cui si approfondiscono le forre del Tenza, del Tusciano e del Fuorno.

Nel Pleistocene medio, nelle aree di basso sia interne che marginali al massiccio si accumulano, forse anche favoriti dalle condizioni climatiche "fredde", diversi depositi fluviali e detritici. Essi sono rappresentati dai depositi epiclastici fluvio-torrentizi dei conglomerati di "Piani di Giffoni" che si sono accumulati nell'alta parte della valle tettonica percorsa dal fiume Picentino, incastrandosi tra i lembi sollevati e dislocati della PS2; dalla conoide di Calvanico, alimentata dal versante meridionale dei Monti Mai; dalla falda detritica di Castiglione dei Genovesi, alla base del versante sud del M. Monna e, nel solco che delimita i M. Picentini dai M. Lattari, i conglomerati fluviali di Cava de Tirreni che passano, verso mare, alla conoide fluvio-torrentizia di Vietri sul Mare, i detriti di falda di Senerchia.

L'ultimo evento è quello che vede la dissezione di questi depositi insieme al loro substrato in seguito a cause climatiche e/o tettoniche, quali gli ultimi leggeri sollevamenti tardoquaternari della Piana (Cap. 5).



### Interpretazione complessiva dei dati

In questo capitolo si fornisce un' interpretazione complessiva dei dati e delle deduzioni esposte nei capitoli precedenti, che riguardavano le varie zone e settori dell'area di studio. Tale tentativo di ricostruzione evolutiva valida per l'intera area di studio, descrive gli eventi tettonici, erosionali e deposizionali secondo l'ordine cronologico relativo e, dove possibile, anche in base a dati di cronologia assoluta. Ma, prima di passare a questa sintesi, si ritiene opportuno fare delle precisazioni sull' interpretazione delle paleosuperfici d'erosione e delle scarpate di faglia che le separano; elementi che hanno contribuito in maniera sostanziale alla scansione delle varie fasi di deformazione tettonica e di sedimentazione.

#### 8. 1 Le paleosuperfici d'erosione.

Il termine paleosuperficie è stato riferito, in questo studio, a morfologie relitte caratterizzate al proprio interno da moderata ampiezza del rilievo (*local relief*) e dalla assenza di elementi ripidi, che si ritrovano in forte disequilibrio con il paesaggio attuale, ovvero sospese sugli attuali livelli di base locali di centinaia di metri; talora oltre il migliaio di metri. La loro debole articolazione morfologica deriva dalla presenza di dolci rilievi, bordati da versanti strutturali ed erosionali ridotti a bassi angoli di inclinazione (di norma inferiori a 20°) da lunghe fasi di modellamento erosionale. In alcuni casi questi relitti morfologici presentano anche articolazioni riconducibili a paleovalli a deboli gradienti longitudinali e fianchi notevolmente addolciti, nonché locali spianamenti carsici avvenuti all'interno di antichi "polje di contatto" (tra unità carbonatiche e unità terrigene) e campi tettono-carsici.

In Appennino meridionale, simili morfologie caratterizzano le sommità di pressoché tutti i rilievi. Regionalmente, le loro età si collocano entro intervalli di tempo generalmente compresi tra il Miocene finale-Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore (AMATO A. 1995; AMATO A. & CINQUE A. ,1999). Per la breve durata dei cicli di modellamento che le hanno scolpite (interrotti da fasi di deformazione compressiva ed estensionale della catena) esse non hanno potuto prendere i caratteri morfologici, ovvero la piattezza e l'ampiezza, delle vere "*planation surfaces*" (testimoniando cicli di spianamento post-orogeo durati molti milioni di anni). Essendo nate su di una catena che, almeno a tratti, era ancora attiva, le paleosuperfici appenniniche hanno estensione limitata ai settori che volta per volta conoscevano pause - ovvero momenti di relativa quiete - nel corso della strutturazione/frammentazione dell'orogene. Ad esempio, in diversi casi si riconoscono

più ordini di paleosuperfici incastrate, nate durante pause nei sollevamenti locali/regionali. In tutti i casi, è comunque possibile ammettere che il modellamento di simili morfologie richieda bassi gradienti longitudinali dei corsi d'acqua e, pertanto, tali paesaggi possano essere messi in relazione a fasi in cui le aree dove essi andavano modellandosi, erano dotate di bassa elevazione o, quantomeno, di poco rilievo rispetto alle aree circostanti.

E' possibile, dunque, assumere che questi paesaggi predatano la nascita di forte rilievo locale per fasi di frammentazione tettonica e/o di sollevamento (locale o regionale) innescante dissezione erosionale del paesaggio.

Nei casi in cui sia possibile mettere in relazione il modellamento di questi paesaggi con il livello del mare (superfici di abrasione o glacis raccordanti alla costa), da essi è possibile anche ottenere una stima dei sollevamenti assoluti avvenuti dopo le fasi di addolcimento del rilievo.

Nel corso dello studio, nel riconoscere i lembi relitti di questo tipo di paesaggi si è fatta attenzione, innanzitutto, a verificare se non fossero superfici strutturali. I lembi classificati come Paleosuperfici sono tutti tagliati su strati sensibilmente più inclinati della topografia (talora a forte angolo di immersione) e talora rasano faglie che accostano terreni di età diversa.

Nell'area studiata, i lembi di paleosuperfici più alte ed antiche non si rinvengono conservati sulle litologie "tenere", quali le successioni silicoclastiche. Ciò è senza dubbio da imputare alla forte dissezione conseguente all'irripidimento dei gradienti longitudinali, occorso in seguito all'approfondimento del graben ed alla conseguente migrazione verso terra della linea di costa.

Riguardo alle paleosuperfici individuate, ci si è chiesto se esse potessero rappresentare un'eredità del passato geologico remoto, o non fossero, invece, nate durante le stasi del sollevamento finale del massiccio (Paleosuperfici postorogene). A tale riguardo, è interessante notare che la formazione di M. Sierio poggia discordante sui carbonati già fortemente deformati ed erosi, tanto da poggiare direttamente su termini di età da cretacea a triassica. Oltre che rilevarsi a scala regionale (com. orale prof. Italo Sgrosso), questa caratteristica la si è ritrovata anche nel massiccio dei Picentini, sebbene gli affioramenti siano molto rari: l'unità terrigena in questione copre il Cretaceo superiore a Piano Sazano (BRANCACCIO, 1964), il Giurassico a M. Altillo ed il Trias a M. Circhio (nuova segnalazione). Questa antica fase di modellamento potrebbe aver creato, al tetto del complesso carbonatico, delle superfici discordanti sulle stratificazioni e a dolce gradiente, ovvero dei paesaggi maturi che, riportate in luce per asportazione selettiva delle coperture terrigene, potrebbero apparire oggi come delle paleosuperfici riesumate (PR). La distinzione, nel paesaggio odierno, di eventuali lembi residui di PR dai lembi di paleosuperfici nate durante le stasi del sollevamento del massiccio, può essere, in linea di massima, basata sulla presente giacitura dei lembi: quelli del tipo PR dovrebbero presentarsi notevolmente frammentati e basculati dalle fasi tettoniche compressive,

mentre le paleosuperfici di secondo tipo dovrebbero conservarsi in lembi ancora mediamente suborizzontali, anche se sgradonati a quote diverse dalle faglie ad alto angolo che hanno agito durante i sollevamenti plioquaternari e il troncamento della catena lungo il fianco tirrenico (ASCIONE & CINQUE, 1999). Tali dislocazioni tettoniche possono anch'esse aver indotto dei basculamenti delle paleosuperfici, ma distinguibili da quelli di genesi compressiva che affliggono le PR perché associati a rotazioni di blocchi per dinamiche a domino, o lungo piani estensionali listrici e altri motivi deformativi da tettonica estensionale o transtensiva.

Nel caso della più antica delle paleosuperfici riconosciute con questo studio (PS1) va evidenziato che, dal momento che essa, eliminati gli sgradonamenti verso sud, presenta notevole regolarità e taglia i motivi di tettonica compressiva, si ritiene improbabile che sia di età miocenica e riesumata. Essa dovrebbe invece rappresentare un paesaggio d'erosione postorogeno, nato quando i Monti Picentini erano ancora poco elevati e l'erosione aveva già smantellato le coperture di falde interne e unità silicoclastiche sinorogene che originariamente coprivano l'unità di piattaforma. Le fasi erosive che portarono a questo risultato sono correlabili alla deposizione dei conglomerati di Sala Abbagnano ed alla fase erosionale che li segue (cfr. par. 6.9).

Le PS1 si trovano a lembi, di solito non più ampi di 2 kmq; talora ridotte a serie di crinali suborizzontali accordanti (specie dove fratturazione e fagliazione fitta e/o substrato dolomitico farinoso). I lembi si collocano tra 1600 e 700 m s.l.m. (Lagarelli cfr. par. 7.2.3; Raione cfr. par. 7.2.1). Il tipo di modellamento che produsse tali dolci morfologie è problematico da ricostruire con certezza per via dell'assenza di sedimenti associati. Tuttavia, è presumibile, considerata la litologia su cui sono tagliate, che vi abbia concorso molto i fenomeni fluvio-carsici (valli spianate al fondo e veri polje). Per certi lembi di spianamento particolarmente planari, si sospetta anche il contributo di abrasioni marine. L'assenza di ritrovamenti di depositi litorali induce a prudenza, ma si può pensare anche a successiva asportazione delle sottili e tenere placche di depositi litorali, visto che certe paleosuperfici hanno perso come vedremo, anche originarie coperture -spesse anche decine di metri- di conglomerati continentali (cfr. par. 7.2.1). Durante il modellamento della paleosuperficie più antica, le scarpate di faglia che già disturbavano le successioni carbonatiche (orientate N-S e E-W) furono ridotte su pendenze di 5-20° ad opera di processi di versante (presumibilmente prima *slope replacement* e poi *slope decline* molto più lento). Alcune di queste scarpate sono molto sinuose in pianta il che fa pensare che siano state modellate anche per recessione indotta da fenomeni di spianamento carsico (bordi di polje). In alternativa si potrebbe pensare anche a paleofalesie, ma la totale assenza di antichi depositi marini associati alle paleosuperfici induce quantomeno a prudenza.

Come già accennato, i lembi di paleosuperficie più antiche (PS1) sono dislocati a quote variabili (fino a circa 1600 m s.l.m.) ad opera di faglie variamente orientate. Tali scarpate tettoniche sono distinguibili da quelle che predatano il modellamento di PS1 per via della loro maggiore acclività (di solito  $> 30-35^\circ$ ) maggiore rettilinearità e continuità. Le orientazioni di questi lineamenti sono complessi con tratti NW-SE, NE-SW, E-W e N-S.

Le faglie ad orientazione appenninica sono di norma a maggiore rigetto di quelle antiappenninica. Fa eccezione, ma solo apparentemente, la faglia che borda il massiccio dei Picentini ribassante verso la Valle del Sele; ma gran parte della sua altezza è dovuta a erosione differenziale tra i carbonati e terreni silicoclastici una volta probabilmente ricoperti dai conglomerati di Eboli.

Nel massiccio dei Picentini si sono riscontrati anche lembi di paleosuperficie (PS2), nati dopo una prima dislocazione a blocchi della PS1. Essi sono mediamente più ampi di quelli testimoniati la prima fase di addolcimento del rilievo, e non sono mai ridotte a crinali accordanti, ad opera della successiva dissezione fluviale. Le loro quote vanno da 950 a 500 m slm e questa dispersione altimetrica si deve anche all'azione di faglie posteriori. Il rigetto su singola faglia non è mai superiore a 200 metri circa, ma la gradinata di faglie che discende dai lembi più alti di PS2 dei M. Picentini fino alla costa salernitana, ha rigetto complessivo stimabile intorno a 500 m. Tale stima può essere determinata nel caso in cui i lembi di Paleosuperficie sono dislocati da una gradinata di blocchi, che si affacciano sul livello di base assoluto (ad es. il livello marino). Se è nota la originaria distanza del lembo più alto di PS dalla costa dell'epoca, assegnando ai corsi d'acqua che percorrevano la PS una pendenza media compatibile con lo stadio maturo raggiunto dal paesaggio (pochi per mille), è possibile stimare la posizione altimetrica del lembo prima dell'evento che lo disloca a quote più alte.

Le orientazioni della fagliazione post PS2 sono prevalentemente NW-SE, e non mancano quelle NE-SW, NNW-SSE e E-W. Il grado di maturità delle scarpate post PS2 è ridotta, avendosi pendenze mai inferiori a  $35^\circ$  e spesso presentano degli elementi subverticali. In alcuni casi la PS2 taglia anche i conglomerati di Eboli presenti a lembi nel massiccio e quelli che costituiscono le colline marginali alla Piana del Sele, già fagliati e tiltati, oltre che vari termini del substrato mesozoico. La altezza delle scarpate tettoniche che delimitano i lembi della PS2 è in certi casi incrementata da erosione differenziale. Ad esempio: a Piano Faito, il rigetto tettonico, misurabile confrontando le quote del top dei conglomerati dislocati è di 100 metri,, mentre l'altezza della scarpata di faglia è di oltre 300 metri perché i processi morfoselettivi hanno riesumato faglie persistenti che mettono a contatto rocce carbonatiche con quelle terrigene.

## **8.2 -Sintesi cronologica delle tappe evolutive morfotettoniche e sedimentarie del sistema Graben-Horst Peritirrenico**

### **a) Gli eventi precedenti all'ultima emersione**

Come documentato ampiamente dalla letteratura geologica, la porzione di Appennino campano-lucano qui presa in esame (non ancora articolata dagli alti e bassi morfostrutturali oggi presenti) era in corso di strutturazione compressiva, a falde sovrapposte, nel corso del Miocene medio e superiore.

Durante queste fasi, sulle successioni di piattaforma si depositano, al di sopra delle calcareniti mioceniche di Laviano (Miocene inferiore-Tortoniano inferiore), sedimenti terrigeni riferibili ad almeno due cicli (AMORE *et al.*, 2003) testimoniati regionalmente, rispettivamente ascrivibili alle formazioni di M. Sierio (Tortoniano superiore) e di Castelvete (Messiniano inferiore). Questi depositi si rinvengono in appoggio su porzioni della piattaforma di diversa altezza stratigrafica (dal Cretacico al Trias).

Nel corso di queste fasi, si registra la sovrapposizione dei terreni delle successioni di piattaforma sui terreni del Bacino lagonegrese, a loro volta strutturati in scaglie sovrapposte. Questo accavallamento, avvenuto dopo il Tortoniano inferiore (età delle Arenarie della Vallimala; TURCO, 1976), è suturato dai terreni del Messiniano inferiore della formazione di Castelvete (Cap. 2).

### **b) Gli eventi del Messiniano-Pliocene inferiore**

Nel corso del Messiniano (pre-gessi), si individua un nuovo bacino a sedimentazione marina (*thrust top basin* di Salerno) in cui sedimentano depositi prevalentemente argillosi. I limiti di tale bacino sono difficili da ricostruire perché troppo disturbati da successivi eventi tettonici ed erosionali. Non è da escludere che esso si estendesse anche su parte di quelli che oggi sono i M. Picentini. E' tuttavia chiaro, dagli affioramenti residui, che esso includeva la zona che attualmente si estende lungo il piedimonte del massiccio presso Salerno, senza tuttavia includere l'attuale Golfo di Salerno, o almeno la parte di esso che va dal sito in cui è stato effettuato il Pozzo Mina 1 (in cui depositi di questa età mancano) verso il largo.

Come dimostra l'assenza di input ghiaiosi nei depositi del Messiniano affioranti a Salerno e S. Tecla-Montecorvino Pugliano, non doveva esserci ancora forte rilievo nella zona ora occupata dai M. Picentini. La natura dei depositi dimostra, inoltre, che erano in erosione soprattutto (se non solamente) le unità terrigene sovrapposte a quelle carbonatiche (Sicilidi e flysch sinorogeni).

I depositi del Messiniano sono seguiti in discordanza da sedimenti neritici del Pliocene inferiore, come si nota nelle colline di Salerno. Si può quindi ritenere che un evento tettonico (probabilmente

la “fase tettonica intramessiniana” di DI NOCERA *et al.*, 1975) ha deformato il bacino messiniano e posto in erosione i suoi terreni, dopo di che nuovi eventi tettonici hanno creato un nuovo bacino marino (Bacino di Salerno-Contursi) che, a giudicare dalla distribuzione dei depositi, si allungava in direzione circa E-W.

Durante l’individuazione tettonica di questo bacino, che è grossomodo contemporanea alla nascita della sinforme del Bacino dell’Ofanto (anch’esso allungato circa E-W; HIPPOLYTE *et al.*, 1994) si individua un alto strutturale di tipo antiformentale coincidente in parte con l’attuale massiccio dei Picentini. Parte di questa struttura positiva si accentua, determinando la pronunciata culminazione che renderà poi possibile l’affiorare in finestra dei terreni lagonegresi.

Lo strutturarsi di questo alto è accompagnato, sui fianchi, da scollamenti tettonici estensionali che trovano evidenza in piani di faglia a basso angolo con geometria *younger on older* quali quelli identificati e descritti da PAPPONE & FERRANTI (1995) (Evento tettonico ET1). Questi autori evidenziano solo degli elementi con trasporto verso sud, mentre l’analisi morfostrutturale del paesaggio dei M. Picentini ha permesso di individuare anche elementi analoghi che immergono verso settentrione. In qualche caso, l’analisi morfostrutturale rileva indizi che fanno pensare ad una sovrapposizione di faglie normali ad alto angolo (anch’esse ribassanti verso settentrione) sulle faglie precedenti a basso angolo.

Nella zona orientale del M. Cervialto, queste dislocazioni danno luogo anche a depressioni da angolo di faglia che sono talora diventati sede di campi tettono-carsici, e di valli asimmetriche i cui fianchi meridionali consistono talora in piani di faglia a basso angolo rimodellati dall’erosione. La giacitura dei piani di faglia è di norma evidenziata da allineamenti di bassi morfologici e incisioni susseguenti che danno luogo a tracciati curvi concavi verso NNW e N-NE (cfr fig.7.48) . A questi eventi può tentativamente correlarsi la messa in posto della scaglia tettonica di Pietra S. Stefano (vedi par. 6.3) che poggia, oltre che sulle argille messiniane, anche sui depositi infrapliocenici del bacino di Salerno-Contursi. Non è chiaro se l’appoggio della scaglia tettonica di Pietra S. Stefano su terreni di diversa età sia dovuto ad una precedente erosione dei terreni sottostanti o ad elisione tettonica legata alla messa in posto della scaglia.

Il perdurare dell’inarcamento porta infine a far emergere anche le parti prossimali del bacino Salerno-Contursi, che vanno quindi in erosione (inizio della Fase erosionale Pliocenica:E1). La corrispondente deposizione si localizza a notevole distanza dell’attuale fronte montuoso, grossomodo a valle di dove oggi si colloca la linea di riva. In affioramento, solo a Salerno si conserva un relitto di apice di conoide (dovuto ad un paleo-Irno) testimoniato dai Conglomerati di Sala Abbagnano, tentativamente ascritti al Pliocene medio, che poggiano su di un substrato eroso costituito dalla scaglia cretacea di Pietra S. Stefano, dalle sabbie ed argille plioceniche, dalle argille messiniane e



da dolomie triassiche della successione di piattaforma carbonatica. In tale fase evolutiva le unità mesozoiche oggi affioranti nei M. Picentini erano ancora largamente sepolte dalle coltri interne (Sicilidi) e dai flysch sinorogeni, per cui i Conglomerati di Sala Abbagnano risultano poligenici e ricchi di elementi silicoclastici. Pur nell'assenza di elementi certi, è tentativamente possibile correlare questi depositi con quelli che si rinvenivano tra le profondità di 2700 e 2100 m nel pozzo Mina 1 (par. 5.1). In alternativa, questi ultimi potrebbero rappresentare una diversa unità alimentata dall'alto, attualmente sommerso, che doveva situarsi a SE di essi e che costituisce il prolungamento del promontorio Cilentano (profili sismici in BARTOLE *et al.*, 1984 e SACCHI *et al.*, 1994).

### **c) La Paleosuperficie di primo ordine**

Nell'area dei M. Picentini, il continuare dell'erosione sulla ruga circa E-W prima citata, porta allo scoprimento delle unità mesozoiche e su queste prende a modellarsi un paesaggio a dolci gradienti su (Paleosuperficie di I ordine: PS1; Fase erosionale pre-Eboli –E2 in Cap. 6) che oggi si conserva solo in lembi residui verso le sommità del rilievo (M. Polveracchio, M. Raione, M. Accellica, M. Cervialto, etc. vedi Fig. 7.3). Ciò fa pensare che gli embrionali rilievi dei M. Picentini erano modestamente elevati (poche o pochissime centinaia di metri s.l.m.) e che l'area attraversava un periodo di relativa stabilità tettonica nel corso del Pliocene superiore e, forse, fino alla parte iniziale del Pleistocene inferiore. In accordo con AMATO & CINQUE (1999) e ASCIONE & CINQUE (1999) si ritiene che il modellamento di un paesaggio maturo fu favorito anche dal fatto che all'epoca la linea di costa era notevolmente più lontana di dove verrà a collocarsi quando sprofonderà il graben di Salerno (vedi oltre). La lontananza dalla costa garantiva dolci profili longitudinali ai corsi Tirreno-vergenti e, di conseguenza, bassi ritmi di dissezione, così che i processi di versante (e quelli carsici) potevano prevalere.

Dall'analisi geomorfologica (vedi Cap. 7) risulta che la PS1 si sviluppava anche sulle unità lagonegresi, che cominciavano a scoprirsi, come dimostrano i rapporti di cronologia relativa tra alcune faglie che delimitano le unità lagonegresi nella finestra tettonica di Campagna (vedi Cap. 7) e i lembi della Paleosuperficie di I ordine che le suturano.

### **d) La nascita del graben di Salerno**

In seguito, nel Pleistocene inferiore, si registra la dislocazione della PS1 ad opera di faglie ad alto angolo con andamenti articolati, composte da segmenti con orientazioni principali NW-SE, NE-SW ed E-W (Evento tettonico post-PS1; ET2 in Cap. 6). I rigetti prodotti con queste dislocazioni sono di ordine ettometrico: frammenti della PS1 si rinvenivano spostati a quote che differiscono al massimo di 500 metri (ad esempio tra il lembo di Lagarelli sul M. Polveracchio, a circa 1600 m ed

il lembo di Montenero, a circa 1100 m) . Le cime massime dei Picentini dovevano elevarsi fino a circa 800/1000 m rispetto alla piana costiera dell'epoca.

Con tali dislocazioni, si individua una zona di massima elevazione (*mountain front 1*) corrispondente alla attuale zona centro-settentrionale dei M. Picentini. Al suo interno si registra la deposizione, ai piedi dei versanti neoformati e all'interno di bassi relativi, di falde detritiche alimentate da veloce degradazione fisica del complesso carbonatico, molto fratturato. Esse sono testimoniate dalle brecce di Iumaiano, Montenero, La Mola e S. Stefano, preservate nell'area centro-sudorientale del massiccio (Cap. 7). Nel frattempo, questo embrionale alto morfologico subisce dissezione soprattutto ad opera dei corsi drenanti verso sud, i cui profili longitudinali sono stati resi molto ripidi dalle gradinate di faglia che bordano il neonato Graben peritirrenico salernitano.

In questa fase evolutiva, la zona che corrisponde all'attuale fascia meridionale del massiccio doveva collocarsi a quote medie prossime al livello di base: essa costituisce sostanzialmente una zona di by-pass che accoglie solo in piccola parte le coperture clastiche derivanti dall'incisione ed erosione del retrostante alto morfologico. In questa zona si inscrivono gli attuali rilievi del M. Raione, M. Telegrafo, Castello Nebulano, etc., dove alcuni lembi relativamente ribassati (meno sollevati) della PS1 vengono sepolti da alluvioni intravallive ghiaiose in facies di *braided stream* (affioramenti di Faito, Castello di Olevano 1, Gauro , S. Stefano del M. Raione, Castello Nebulano, Puglietta).

L'area che invece riceve un cospicuo accumulo epiclastico si situa ulteriormente a sud di quella sopra citata, ed include quella zona che attualmente costituisce la fascia collinare dei M. Picentini. Qui iniziano a depositarsi i sedimenti in facies di conoide alluvionale medio-distale che costituiranno la potente successione continentale nota in letteratura come Conglomerati di Eboli ed ascritta al Pleistocene inferiore (incluso almeno l'intervallo tra 1.5 e 0.9 Ma). Nelle colline che oggi separano la Piana del Sele dai Monti Picentini, i Conglomerati di Eboli hanno spessori fino ad oltre 300 m . Questa deposizione clastica aveva il depocentro di massimo spessore (circa 1500 m) nel Golfo di Salerno, dove i dati di perforazione profonda (Pozzo MINA 1; IPPOLITO *et al.*, 1973; AIELLO *et al.*, 1997) indicano che è proprio dal Pleistocene inferiore che quest'area entra in dominio marino, iniziando ad accogliere una successione sedimentaria ricca di apporti clastici che giunge a paleobatimetrie di -500 metri (rilettura inedita delle associazioni faunistiche effettuata dalla prof.ssa F. Sgarrella).

L'evento tettonico ET2 coincide pertanto con quella che comincia a delineare l'attuale graben della Piana del Sele-Golfo di Salerno. Questa morfostruttura si è individuata lungo una *master fault* ad orientazione media anti-appenninica (MOUSSAT *et al.*, 1986, BARTOLE *et al.*, 1984; SACCHI *et al.*, 1994) in risposta ad una fase estensionale con direzione di estensione NW-SE (evento tettonico TE2

di CAIAZZO *et al.*, 2000). In superficie, il graben risulta bordato da limiti zigzaganti che includono sia faglie ad orientazione antiappenninica che tratti antiappenninici e, localmente, anche circa E-W. Nell'offshore, la struttura presenta, oltre a qualche faglia di andamento appenninico, diverse importanti faglie ad andamento antiappenninico, sia sintetiche che antitetiche della master fault (BARTOLE *et al.*, 1984; ARGNANI *et al.*, 1989; SACCHI *et al.*, 1994; BERTOTTI *et al.*, 1999). Sono queste ultime che individuano una zona centrale in cui il riempimento quaternario (inclusivo di equivalenti distali dei Conglomerati di Eboli e di terreni successivi) mostra i massimi spessori (BARTOLE *et al.*, 1984).

*Dedicando una parentesi all'assetto strutturale del Golfo di Salerno, osserviamo che i dati dall'offshore mostrano che il riempimento poggia su di un substrato costituito da due embrici principali separati dalla cosiddetta "linea del Sele". Quello a sud-est di tale linea è correlabile con la pila Unità del Cilento-Alloctono liguride-Unità carbonatica, mentre quella a nord-ovest della linea del Sele è correlabile con l'unità tettonica Alburno-Cervati con la relativa copertura miocenica (BARTOLE *et al.*, 1984; SACCHI *et al.*, 1994). Con l'interpretazione in chiave geomorfologica dei dati riportati in BARTOLE *et al.* (1984) si nota che il tetto del substrato, nella zona a S della "linea del Sele", è subplanare ed è assimilabile ad una superficie di erosione debolmente inclinata verso NW. Tentativamente, questa superficie può essere correlata con i relitti di paleosuperfici medioplioceniche presenti nel promontorio cilentano (i cui lembi sono sospesi intorno a 1000 m di quota; ASCIONE & CINQUE, 1999), dove sono impostate sulle stesse unità liguridi-cilentane presenti nel Golfo e, localmente, sui carbonati del massiccio del M. Cervati e del M. Bulgheria (ASCIONE & CINQUE, 1999).*

*Come evidenziano le linee sismiche (SACCHI *et al.*, 1994) e i dati del pozzo Milena 1, questo elemento strutturale viene interamente sommerso in un'epoca successiva rispetto al settore a nord della linea del Sele. Quindi, gli apporti clastici poligenici che, nel pozzo Mina 1, marcano le prime fasi di colmamento del graben potrebbero essere state alimentate dalla parte ancora emersa dell'embrice a sud della linea del Sele.*

#### **e) Eventi tettonici durante la deposizione dei Conglomerati di Eboli**

Ulteriori fagliazioni intervenute nel corso del Pleistocene inferiore danno luogo all'approfondimento tettonico del Graben, anche se –nel frattempo– la forte alimentazione clastica vi determina un trend di progressiva riduzione delle batimetrie (vedi oltre).

Nella fascia pedemontana e nel massiccio si hanno evidenze tali da lasciar supporre che, in risposta al perdurare della tettonica, si ha una compartimentazione della piana in settori che vengono

relativamente ribassati/sollevati in diversi momenti (tettonica sin-conglomerati di Eboli: ET3). Nella zona di Montena, infatti, si osserva una discordanza angolare tra due porzioni della successione dei Conglomerati di Eboli, con interposta una superficie di erosione (successivamente tiltata) marcata da un paleosuolo. Eventi di *block-faulting* e basculamento si leggono anche all'interno della successione conglomeratica esposta nelle colline tra Battipaglia ed Eboli, dove la Formazione di Colle Mancuso (l'unica prettamente fluviale e poligenica; con anche facies lacuo-palustri) segna un momento in cui parte del glacis a conoidi, ribassandosi e tiltando verso monte, aveva catturato il fiume Sele.

#### **f) La tettonica del tardo Pleistocene inferiore**

Nel tardo Pleistocene inferiore, un nuovo evento tettonico (ET 4) dà luogo ad ulteriori fagliazioni e movimenti verticali in tutta l'area. Con esso si determina il sollevamento polifasato del Massiccio che aumenta la sua estensione e innalza le sue cime fino a circa 1500 m di quota. In questo evento si individuano versanti di faglia con rigetti fino a 500 m, che sganciano a quote ancora più elevate lembi di paleosuperficie (PS1). Al contempo, si verifica la migrazione verso valle del limite tra la zona di prevalente erosione e quella di prevalente deposizione (*mountain front 2*) che determina la cessazione della deposizione dei Conglomerati di Eboli. L'*uplift* promuove l'intaglio di profonde valli erosionali (Fuorno, Tusciano, Tenza) e l'incisione delle depressioni individuatesi con tale tettonica (valle del Picentino, depressioni del Dragone, Laceno, Acerno).

Alcuni blocchi marginali del massiccio dei Picentini (che con tale evento sta finalmente prendendo contorni simili a quelli attuali) subiscono basculamenti verso i quadranti settentrionali lungo faglie principalmente appenniniche ed antiappenniniche che causano rigetti fino a 200/300 metri. Che si tratti di basculamenti di questa epoca, lo dimostra il fatto che vi sono coinvolti anche lembi dei Conglomerati di Eboli, in facies prossimali come quelli di Montenero, Piano Policastro, Piano Faito e Castello di Olevano.

Basculamenti con direzioni simili, si verificano anche nella attuale fascia collinare (Castello Nebulano, colline di Eboli-Battipaglia, Montena). In quest'area, in particolare, i blocchi che subiscono basculamento hanno ridotte dimensioni (centinaia di metri di lato), con entità di tilting di circa 20°. Questi valori inducono a ritenere che le faglie che isolano i diversi blocchi tendono ad assumere angoli molto bassi a profondità limitata (inferiore al chilometro). L'individuarsi di piani a geometria listrica raccordantisi a superfici di *decollment* relativamente superficiali può essere stato favorito dalla presenza, in quest'area, di terreni a comportamento plastico, quali le Argille Varicolori Auct. e le argille messiniane, alla base dei corpi conglomeratici. Simili strutture vengono

individuate anche al largo, nell'ambito del solo riempimento quaternario della depressione (ARGNANI *et al.*, 1989).

#### **g) La Paleosuperficie di secondo ordine**

Segue un nuovo periodo di relativa quiete tettonica (più breve di quello che in passato aveva permesso il modellamento della PS1) durante il quale si modellano, sui blocchi tiltati, paesaggi maturi impostati in parte sul substrato meso-cenozoico ed in parte su lembi dei Conglomerati di Eboli. Lembi di questi paesaggi (Paleosuperficie di II ordine: PS2) si ritrovano, ad esempio, al Varco della Noce, a Serra della Manca e a M. Telegrafo.

Mentre si sviluppavano questi dolci paesaggi d'erosione la linea di costa era situata circa 10 km più al largo di quella attuale. Infatti si possono associare a questo stadio evolutivo i depositi che nel Pozzo Mina 1 (posto a circa 15 km dalla costa odierna) chiudono la fase subsidente dell'ET4, le cui associazioni faunistiche (reinterpretate in collaborazione con la prof.ssa F. Sgarrella) danno, per l'epoca, una paleobatimetria di soli 50 metri.

Circa l'età di questo stadio evolutivo, possiamo ammettere, per giustificare l'entità delle erosioni e la maturità delle forme generate, che il modellamento delle PS2 sia iniziato verso la fine del Pleistocene inferiore (0,99 Ma) per continuare per alcune centinaia di millenni. Altri vincoli sono dati dalle età delle unità sedimentarie che, come vedremo più avanti, si incastrano a quote più basse, tra i lembi relitti di PS2. In questo periodo, nel Massiccio dei Picentini, si inquadra la deposizione di sedimenti fluvio-lacustri nel bacino di Tizzano: studi paleomagnetici segnalano una polarità inversa nella parte basale della successione, e una polarità normale nella parte sommitale (PORRECA *et al.*, 2003).

#### **h) Eventi tettonici del Pleistocene medio-superiore**

Nel corso del Pleistocene medio, un nuovo evento tettonico (ET5) provoca dislocazioni lungo faglie con geometria listrica orientate E-W, NE-SW e NW-SE e con rigetti variabili fino ad un massimo di 400 metri. Tale evento rese il paesaggio dell'area non molto diverso da quello che possiamo osservare oggi, determinando un ridisegno ed ulteriore sprofondamento del graben, ed una nuova fase di sollevamento del massiccio che raggiunse, in tutta la fascia meridionale, quote superiori ai 1000 m, mentre le cime più alte giunsero a superare i 1800 m. Nel massiccio, i lembi di PS2 impostati su blocchi di substrato meso-cenozoico, talora ricoperti dai conglomerati di Eboli, furono sollevati a gradinata a quote diverse: 1000 al M. Raione, 700 a Piano Faito, 600 a Castello

Nebulano, tra 300 e 400 nelle colline di Eboli- Battipaglia e di Salerno. Questi sollevamenti diedero origine ad una nuova fase di dissezione che raggiunse anche l'area del bacino di Tizzano.

Tra gli effetti delle dislocazioni occorse durante questo evento si registra, a sud della valle di Acerno, lo sbarramento tettonico con la conseguente nascita dell'omonimo lago.

Le colline marginali alla Piana del Sele subiscono sollevamenti fino a circa 300 metri, mentre la PS2 subisce delle dislocazioni con rigetti decametrici e, a giudicare dalle immersioni contro monte che diffusamente caratterizzano queste superfici, anche leggeri basculamenti verso N e NE. Anche in queste aree relativamente sollevate inizia una fase d'erosione, lineare e per frane, che continua fino ad oggi, sebbene interrotta localmente da fasi di accumulo intravallivo a prevalente controllo climatico (aggradazione nei periodi glaciali, dissezione nei periodi interglaciali).

Con l'ET5 la Piana prende una forma simile a quella attuale, con bordi (*mountain front* 3) definiti da fault zone zigzaganti costituite da lunghi tratti NW-SE e più brevi tratti NE-SW, E-W. La nuova area subsidente giunge a lambire il bordo SW dei Picentini, dove i Conglomerati di Eboli vengono ribassati per essere successivamente sepolti.

L'area del Golfo di Salerno e della Piana del Sele, è soggetta ad una nuova fase di forte subsidenza, quantificabile, a mare, in circa 350 metri, con la sedimentazione di circa 400 metri di depositi (reinterpretazione del log Mina 1). Questi ribassamenti a terra trovano espressione nel Supersintema di Battipaglia-Persano: nella Piana si registrò una subsidenza valutabile in circa 200 metri che, nella porzione alta di essa, fu seguita da un leggero sollevamento di circa 50 metri. Le dislocazioni occorse in tale periodo generarono, nella Piana, rigetti di ordine da metrico a decametrico (fino ad un massimo di 30 m) su lineamenti orientati prevalentemente, in ordine di diffusione, circa E-W, NW-SE, N-S e altri orientati NE-SW ribassanti verso SE.

A partire dal Tirreniano e fino ad oggi, la bassa Piana del Sele subisce un sollevamento tettonico di 10-20 m che ben si inquadra con le attuali quote dei retrostanti cordoni costieri tirreniani.

### **i) Depositi e morfologie deposizionali del Pleistocene medio e superiore**

Nel Pleistocene medio, durante il periodo in cui la tettonica si esplicava principalmente con sollevamenti pol ciclici generalizzati e vigevano condizioni climatiche "fredde", si aggradavano all'interno di depressioni e valli che articolavano il massiccio, corpi sedimentari di ambiente fluvio-torrentizio e, in qualche caso, lacustre.

All'interno della depressione tettonica di Acerno, si ha la sedimentazione di depositi fluvio-lacustri che hanno età compresa tra 400 e 200 Ka (MUNNO *et al.*, 2001).

Nella Piana, la fase di subsidenza avutasi nel corso del Pleistocene medio, permise la presenza di più episodi di ingressione di ambienti marini e transizionali, alternati, per il concomitante intervento



dei cicli glacioeustatici, a periodi di progradazione e regressione. I depositi che si accumularono durante queste fasi costituiscono il Supersintema di Battipaglia-Persano (BP).

Probabilmente eteropici del Supersintema BP sono i depositi epiclastici fluvio-torrentizi, qui denominati conglomerati di “Piani di Giffoni” che si sono accumulati nell’alta parte della valle tettonica percorsa dal fiume Picentino (che, dal versante sud del M. Accellica si affaccia sulla Piana), incastrandosi tra i lembi sollevati e dislocati della PS2.

Nel Pleistocene medio è possibile inquadrare anche l’accumulo di una serie di depositi fluviali e detritici che si rinvencono nelle aree di basso sia interne che marginali al massiccio. Questi sono la conoide di Calvanico, alimentata dal versante meridionale dei Monti Mai, la falda detritica di Castiglione dei Genovesi alla base del versante sud del M. Monna e, nel solco che delimita i M. Picentini dai M. Lattari, i conglomerati fluviali di Cava de Tirreni che passano, verso mare, alla conoide fluvio-torrentizia di Vietri sul Mare, i detriti di falda di Senerchia. Questi depositi sono stati in seguito fortemente dissecati insieme al loro substrato in seguito a cause tettoniche, climatiche e/o glacio-eustatiche.

Durante il Pleistocene medio finale ed il Pleistocene superiore nella Piana del Sele si incastrano, durante una o più fasi fredde, piccoli conoidi alluvionali come quello del Sintema Fasanara che colma, nel basso corso del F. Tusciano, quasi completamente un solco che aveva scavato lo stesso fiume nel ripiano formato dal Supersintema BP.

Nel corso del Pleistocene superiore si formava, a seguito dell’innalzamento glacioeustatico dell’Ultimo Interglaciale, il Sintema Gromola, testimoniato da depositi marino-costieri e fluvio-transizionali che occupano la fascia che si estende fino a 7 km all’interno della linea di costa attuale, dove si rinviene, sollevato, fino a 25 m s.l.m..

Nelle fasi finali del Tirreniano (sottostadio 5.1) o durante un interstadiale del Wurm (Stadio isotopico 3), si sviluppava, nella fascia più esterna della Piana a N del Sele (zona di Spineta-Campolongo), una piana costiera composta di ambienti sia litorali che lagunari e fluviali.

Durante la regressione legata all’Ultima Glaciazione Wurmiana, la linea di costa migra verso mare di circa 15 km, facendo emergere la piattaforma continentale. Si ha così la formazione di un paesaggio di erosione, impostato su corpi prima sommersi riferibili al Sintema Gromola. Nella bassa Piana del Sele, sono evidenti dei solchi che dovevano avere continuità sulla piattaforma continentale emersa, facilitati ad individuarsi anche dal sollevamento tettonico che la zona continuava a subire. Sulla Piana, uno di essi è riempito da depositi fluvio-torrentizi del Sintema Masseria Acqua Santa.

Nel corso dell'Olocene, il concorso di un sensibile sollevamento tettonico e della risalita glacioeustatica Versiliana fa accrescere il Sintema Campolongo, costituito da un prisma di sedimenti trasgressivi e progradazionali che si è accrezionato sul fronte della Piana del Sele.

Lo scenario testimoniato da tale sintema è quello di una piana soggetta ad ingressione, accompagnata da aggradazione, in cui la coppia *ridge-backridge* (cordone-laguna) migra sempre più all'interno ed a quote via via più alte (da circa -15 m fino a circa +3 m rispetto allo zero attuale). A questa fase, durata per tutta, o quasi tutta, la prima metà dell'Olocene, segue, nel corso della seconda metà dell'Olocene, una fase di prevalente progradazione della costa, rappresentata dai cordoni costieri di Laura e Sterpina 1 e 2, ancora chiaramente espressi morfologicamente.

## Conclusioni

I nuovi dati raccolti con la presente ricerca di tesi e la rielaborazione di quelli precedenti, in un'ottica di analisi comparata, lungo l'intero transetto Golfo di Salerno -Piana del Sele - Monti Picentini, ha consentito di cogliere alcune interessanti correlazioni di ampio raggio e di stabilire nuovi vincoli circa la cronologia, la distribuzione e l'entità dei moti verticali (assoluti e relativi), che hanno interessato il sistema Graben-Horst considerato fin dalla fine del Miocene.

La vastità e la complessità del tema affrontato, unitamente alla impossibilità ad effettuare nuove datazioni assolute per cause economiche, hanno però limitato il successo dello studio condotto, per cui rimangono alcuni aspetti non chiariti in modo soddisfacente.

Tra i principali risultati raggiunti si ricordano:

- 1) la definizione semiquantitativa delle varie fasi di sollevamento subite dal massiccio dei Monti Picentini (e dalla fascia collinare che lo separa dalla Piana del Sele) fin dall'atto della sua definitiva emersione dal mare con i bacini tardo-orogeni (poche centinaia di metri fino al Pliocene Inferiore; ulteriori 500 metri circa nel corso del Pleistocene inf.; altri 500 metri nel corso del tardo Pleistocene inf.; fino a 400 metri nel Pleistocene medio; a partire dal Tirreniano nella Piana un sollevamento di circa 20 metri).
- 2) La presenza di due ordini di paleosuperfici (PS1 e PS2), inquadrare rispettivamente nel Pliocene superiore - Pleistocene inferiore e verso la fine del Pleistocene, che ha consentito di discriminare eventi di fagliazione, occorsi prima e dopo il loro modellamento (estensione N-S lungo faglie ad alto angolo prima del modellamento della PS1; faglie ad alto angolo orientate in modo complesso con tratti NW-SE, NE-SW, E-W e N-S, aventi rigetti fino a 500 m e causanti diffusi fenomeni di basculamento, tra PS1 e PS2; fagliazione ad alto angolo lungo linee di direzione prevalente NW-SW, senza mancare quelle orientate NE-SW, NNW-SSE e E-W con rigetti su singola faglia fino a 200 m e complessivi pari a circa 500 m dopo il modellamento della PS2).
- 3) La correlazione di alcuni degli eventi registrati a terra con quelli registrati nel Golfo di Salerno (comune legame con la fase estensionale guidata da estensione pleistocenica NW-SE; riconoscimento di due fasi di subsidenza accelerata nel Golfo e loro correlazione con i cicli deposizionali dei Conglomerati di Eboli e del Supersintema Battipaglia-Persano).

4) Il chiarimento degli eventi tettonici che accompagnano l'evoluzione della Piana del Sele dal Pleistocene medio all'Olocene (riperimetrazione tettonica del depocentro ad opera di faglie connesse alla estensione NW-SE; subsidenza iniziale seguita da lento sollevamento e progradazione tra il tardo Pleistocene medio e il Pleistocene superiore; sostanziale stabilità tettonica olocenica)

Tra i problemi aperti, si segnalano quelli connessi alla precisa articolazione cronologica delle formazioni epiclastiche raggruppate nel complesso dei Conglomerati di Eboli e di quelle successive ad esso (necessità di nuove datazioni assolute su più lembi possibili, specie per quelli intramontani); la cinematica e gli *stress field* che guidarono alcuni degli eventi deformativi messi in evidenza (in particolare quelli più antichi); il ruolo svolto da fasi erosionali intra-mioceniche (appoggio della Formazione di M. Sierio su vari termini della unità mesozoica di piattaforma: elisioni erosionali e/o tettoniche?); le relazioni tra gli scoprimenti tettonici denunciati dalle LANFS e la articolazione morfostrutturale della catena all'atto in cui essi avvennero (aspetto sul quale si è qui affacciata solo una prima ipotesi).

Riguardo a questi aspetti problematici, si desidera osservare che la presente ricerca di tesi -a taglio essenzialmente geomorfologico- da una parte, non aveva molte *chance* (né pretendeva) di portare dati risolutivi; dall'altro, essa è riuscita quantomeno a sottolineare l'importanza che i metodi utilizzati rivestono ai fini di una completa comprensione della storia geologica dell'area indagata e, più in generale, del fianco tirrenico della catena sud-appenninica.

## Bibliografia

AGIP (1977) – *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'Agip durante la ricerca di idrocarburi in Italia*. Agip, Milano.

AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIS G., DI RAZZA O., DE LAURO M., FERRARO L., MARSELLA E., PELOSI N., PEPE F., SACCHI M., TONDELLI R. (1997) – *Seismic exploration of the peri-tyrrhenian basins in the latium-campania offshore*. 8th Workshop of the ILP Task Force “Origin of sedimentary basins” Palermo (Sicily) June 7-13 (1997), 22-23.

AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIS G., FERRANTI L., MARSELLA E., PAPPONE G., SACCHI M. (1997) – *Late neogene tectonics and basin evolution along the tyrrhenian margin of southern Italy*. 8th Workshop of the ILP Task Force “Origin of sedimentary basins” Palermo (Sicily) June 7-13 (1997), 24-25.

AMATO A. (1995) – *Le paleosuperfici dell'Appennino campano-lucano in rapporto all'evoluzione tettonica neogenico-quaternaria*. Tesi di Dottorato, Univ. Di Napoli Federico II.

AMATO A. (2000) – *Estimating Pleistocene tectonic uplift rates in the South-Eastern Apennines (Italy) from erosional land surfaces and marine terrace*. In: Slaymaker, O. (Ed.), *Geomorphology, Human activity and Global Environmental Change*. Wiley, New York, pp. 67-87.

AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A. (1991) – *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania)*. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **14**, 5 – 16.

AMATO A. & CINQUE A. (1999) – *Erosional Land surfaces of the Campano-Lucano Apennines: genesis, evolution and tectonic implications*. *Tectonophysics* **315**, 251-267.

AMATO A., AUCELLI P.P.C., CINQUE A. (2003) – *The long-term denudation rate in the Southern Apennines Chain (Italy): a GIS-aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time*. *Quaternary International* **101-102**(2003) 2-11.

AMORE O. F., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V., SGROSSO I. (1988) – *Relazioni tra “Flysch Interni” e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne Appenniniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 285-297.

AMORE O. F., CIAMPO G., MORABITO S., RUGGIERO E., SANTINI U. & SGROSSO I. (2003) – *Datazione biostratigrafica ed inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano*. *FIST – Geoitalia 2003, Riassunti*, 286-288.

AMORE O. F., BONARDI G., DI STASO A., CIAMPO G., DE CAPOA P., MORABITO S., RUGGIERO E., SGROSSO I. (2005) – *The progress of knowledge about the Miocene successions of the Southern Apennines following Selli's papers of 1957 and 1962*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Volume Speciale n. **4**, 37 – 44, 6ff.

APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T. S., SGROSSO I. & TORRE M. (1979) – *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 174 (Ariano Irpino), 186 (S. Angelo di Lombardi), 198 (Eboli)*. *C. N. R. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl.* **251**, 133-169.

ARDIGÒ G. (1959) – *Osservazioni geologiche sull'alta valle del Tusciano e sulla media valle del Sele. Considerazioni generali sull'evoluzione geologica dei Monti Picentini (Appennino Meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. D'It.* Vol. **77**. Roma.

ARGNANI A., BORTOLUZZI G., BOZZANI A., CANEPA A., LIGI M., PALUMBO V., SERRACCA P. & TRINCARDI F. (1989) – *Sedimentary dynamics on the Eastern Tyrrhenian Margin, Italy. PS/87 Cruise report*. *Giornale di Geologia*, s. III, n. **51/1**; 165-178.

ASCIONE A. (1997) – *Studio morfostrutturale sulla genesi del rilievo in Appennino Meridionale*. Tesi di Dottorato, Univ. Di Napoli Federico II.

- ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N. & TOZZI M. (1992) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1992/**1**, 201-208.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1995) - *'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/**2**, 41-52.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1997) - *Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico*. Il Quaternario, **10** (2), 285-292.
- ASCIONE A., CAIAZZO C., HIPPOLYTE J.C. & ROMANO P. (1997) - *Pliocene-Quaternary extensional tectonics and morphogenesis at the eastern margin of the southern Tyrrhenian basin (Mt. Bulgheria, Campania region, Italy)*. Il Quaternario, **1** (2), 571-578.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1999) - *Tectonics and erosion in the long-term relief history of Southern Apennines (Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Vol. **117**, 1-15.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999) - *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines), Italy*. Tectonophysics, **315**, 337-356.
- BAGGIONI M. (1973) - *Les bordures de la Plaine du Sele. Etude morphologique*. Méditerranée, **3**, 3 - 21.
- BAGGIONI M. (1975) - *Néotectonique, terrasses et niveaux marins de la Plaine du Sélé (Italie du Sud)*. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., **1**, 3 - 11.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., MOSTARDINI F. & TONNA M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino lucano (avanfossa appenninica)*. Geologica Romana, **21**, 89-111.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T. & SANTACROCE R. (1978) - *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bull. Volcanol., **41**, 1 - 22.
- BARRA D., CALDERONI G., CINQUE A., DE VITA P., ROSSKOPF C. & RUSSO ERMOLLI E. (1998) - *New data on the evolution of the Sele River coastal plain (Southern Italy) during the Holocene*. Il Quaternario, **11**, 287 - 299.
- BARRA D., CALDERONI G., CIPRIANI M., DE LA GENIERE J., FIORILLO L., GRECO G., LIPPI M. M., SECCI M. M., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M. R., SCIARELLI G. T., THOREZ J. (1999) - *Depositional history and paleogeographic reconstruction of Sele coastal plain during magna grecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy)*. Geologica Romana, **35**, 151-166, Roma.
- BARTOLE R., SAVELLI C., TRAMONTANA M. & WEZEL F. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*. Marine Geology, **55**, 163-180.
- BERARDI F., DE ROSA G., & TOZZI M. (1996) - *Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica e cinematica del massiccio dei Monti Alburni (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 13-21.
- BERTOTTI G., MARSELLA E., PELOSI N., PEPE F., TONIELI R. (1999) - *SISTER 99: a seismic campaign to investigate the kinematics of South Tyrrhenian extensional regions*. Giornale di geologia Serie 3° Vol. **61**.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P., (1992) - *Structural model of Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- BLANC A. C. & SEGRE A. G. (1953) - *L'industrie l'évalloiso-moustérienne et les formations évaporitiques quaternaires de Paestum*. INQUA-Excursion dans le Abruzzes, le Pouilles et sur la côte de Salerno. pp. 119-125.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il mar Ligure ed il Tirreno nel quadro dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 201-216.
- BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988a) - *Il complesso ligure Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-36.



BONARDI G., D'ARGENIO B., PERRONE V. (1988b) – *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250000*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1341.

BONARDI G., DE CAPOA P., PERRONE V. (1989) – *Nannoflore del Gruppo del Cilento (Formazione di Pollica, San Mauro ed Albidona)*. Conf. Scient. Dip. Sc. Terra Univ. Napoli, vol. Abs., 32-33. Litogr. De Frede, Napoli.

BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) – *L'age des metacalcaires de l'Unité du Frido (region calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **317**, 955-962.

BONI M, IANNACE A, KÖSTER J, PARENTE M, (1990) *Anoxic facies in the upper triassic of Picentini mountains*. Mem. Soc. Geol. It. **109**, 171-185, 6 ff.

BOSELLINI A., MUTTI E., RICCI LUCCHIO F.- *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET (1989).

BRANCACCIO L. (1964) – *Microfauna del limbo di Flysch tortoniano di Piano Sazzano presso lago Laceno M.te Cervialto (Bagnoli Irpino)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **73**, 87- 99.

BRANCACCIO L., (1971) – *Osservazioni geomorfologiche sulla alta valle del fiume Sabato presso Serino (Avellino)*. Mem. Soc. Natur. suppl. al Boll. **80**, Napoli

BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) – *L'analisi dei versanti di faglia come strumento per la ricostruzione di eventi neotettonici*. Mem. Soc. Geol. It., **19**.

BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986) – *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of upper Pleistocene sea level features of the Sele Plain (Southern Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd., **62**, 159 - 166.

BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1986) – *Elementi morfostrutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 869-874.

BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I. (1987) - *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **10**, 47 - 55.

BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., SANTANGELO N., ALESSIO M., ALLEGRI L., IMPROTA S., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1988) - *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Appennino meridionale)*. Atti del 74.mo Congr. Naz. della Soc. Geol. It., **A**, 55 - 62.

BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) – *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 135-136,

BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **82**, 47 - 58, Berlin.

BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e Neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 313 - 336.

BUCCINO G., D'ARGENIO B., FERRERI V., BRANCACCIO L., FERRERI M., PANICHI C. & STANZIONE D. (1978) - *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania): studio geomorfologico, sedimentologico e geochimica*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 617 – 646.

BROCCHINI D., PRINCIPE C., CASTRADORI D., LAURENZI M. A., & GORLA L. (2001) – *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well*. Mineralogy and Petrology **73**, 67-91.

BUDILLON F., PESCATORE T., SENATORE M. R. (1994) – *Cicli deposizionali del Pleistocene superiore-olocene sulla piattaforma continentale del golfo di Salerno (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 303-316.

- CAIAZZO C. (2000) – *L'evoluzione tettonica del margine tirrenico dell'Appennino campano-lucano; ricostruzione dei paleostress e analisi morfostrutturale*. Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi Federico II, Napoli.
- CAIAZZO C., GIOVINE G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., SCHIATTARELLA M. & VITALE C. (1992) – *Genesis ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del F. Sele (Appennino campano-lucano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **92/1**, 245-255.
- CAIAZZO C., CINQUE A. & MEROLA D. (2000) – *Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento Peninsula*. Mem. Soc. Geol. It., **55**.
- CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A. (2005) – *Late Tertiary-Quaternary tectonics in the southern Apennines (Italy): new evidence from the Tyrrhenian slope*. Tectonofisics, in prep.
- CAPOTORTI F. & TOZZI M. (1991) – *Tettonica estensionale nella Penisola Sorrentina*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 235-249.
- CAPALDI G., CINQUE A., ROMANO P. (1988) – *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini Meridionali (Campania, Appennino meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, 207-222.
- CASERO P., ROUR F., MORETTI I., ENDIGNOUX L., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) – *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 109-120.
- CASNEDI R. (1988) – *La fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 439-448.
- CATALANO R., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) – *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**, 656-665.
- CELICO P. & CIVITA M. (1976) – *Sulla tettonica del Massiccio del Cervialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad essa connesse*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **85**, 555-580.
- CELLO G., TORTORICI L. & TURCO E. (1981) – *Analisi mesostrutturale dei depositi conglomeratici della bassa valle del F. Sele (Salerno)*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 113 – 116.
- CESTARI G. (1969) – *Geologia e idrogeologia della piana di Paestum (Salerno)*. Geol. tecnica, n. **5**, 1 – 12.
- CESTARI G. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. Serv. Geol. D'Italia, Roma.
- CIAMPO G., DE CASTRO COPPA M.G. & SGROSSO I. (1979) – *Il Miocene superiore dei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **88**, 1 – 13.
- CIARCIA S. & TORRE M. (1996) – *I ciottoli dei conglomerati medio-pliocenici dell'Appennino campano: provenienza, elaborazione, ambiente di deposizione*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 569-581, 4ff., 3 tabb.
- CIARCIA S., DI NOCERA S. & TORRE M. (1998) – *Sistemi di fan delta al margine orientale del bacino di ariano (Pliocene inferiore, Appennino Apulo-Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 807-819, 9ff..
- CINQUE A., ORTOLANI F. & SGROSSO I. (1981) – *Problemi di neotettonica nell'area interessata dal sisma del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 57-61.
- CINQUE A., BRANCACCIO L., SGROSSO I., IACCARINO G., RUSSO F. (1986) – *Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele, Monti Picentini)*. Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia, Riunione annuale: Amalfi (SA), 9 - 12 Giugno 1986. Pubbl. n. 33 del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli, 60 pp.
- CINQUE A., GUIDA F., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) – *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): i "Conglomerati di Eboli"*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., **11**, 39 - 44.
- CINQUE A. & ROMANO P. (1990) – *Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13**(1), 23-26.

CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) – *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., **36** (2), 249-260.

CINQUE A., ASCIONE A. & CAIAZZO C. (2000) – *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino Meridionale*. In: Galadini F., Meletti C. & Rebez A.: “Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR, 203-218.

CINQUE A., et al. (2005) -*Foglio 1:50000 - 486 “Foce del Sele”, note illustrative*, in prep.

CONFORTI A. (2003) – *Stratigrafia integrata della sequenza tardo-quaternaria del settore settentrionale del Golfo di Salerno e di quello meridionale del Golfo di Napoli*. Tesi di Dottorato in Scienze ed Ingegneria del Mare, Università Federico II di Napoli, 144 pp.

CRISTOFALO G. C., (1999) – *Il sistema piattaforma-scarpata del margine meridionale della Penisola Sorrentina: Morfologia, Caratteristiche sedimentarie e Stratigrafia*. Tesi di dottorato in Geologia del sedimentario, Università degli Studi di Roma “La Sapienza”.

D’ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1973) –*Schema geologico dell’ Appennino meridionale*. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell’ Appennino. Accad. Naz. dei Lincei, Quad. **183**, 49-72.

D’ARGENIO B., FERRERI V., STANZIONE D., BRANCACCIO L. & FERRERI M. (1983) - *I travertini di Pontecagnano (Campania): geomorfologia, sedimentologia, geochimica*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 123 – 136.

D’ARGENIO B., IETTO A. & OLDOW J.S. (1987)- *Low angle normal faults in the Picentini Mountains, Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, Fasc. II, p.113-122.

DE LORENZO G E D’ERASMO G. (1938) –*Avanzi di elefante e di ippopotamo nella valle del Sele*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat.; Serie III (1), n°4, 203-220.

DI GIROLAMO P., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1973) – *L’eruzione di pomici a letto dell’Ignimbrite Campana (Tufo grigio campano Auct.)*. Periodico di Mineralogia, **42**, 438 – 468.

DI NIRO A., GIANO S.I. & SANTANGELO N. (1992) – *Primi dati sulla evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell’Alta Val d’Agri*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1992/1**, 257-263.

DI NOCERA S., ORTOLANI F.& TORRE M. (1975) – *Fase tettonica messiniana nell’Appennino meridionale*. Boll. Soc. Natur. in Napoli **84**, 499-515. figg 2, tav 4.

DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO B., & TORRE M. (1979) – *Depositi altomiocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 3 – 14.

DI NOCERA S., RUSSO B., & TORRE M. (1982) – *I depositi marini del Pliocene inferiore-medio nei dintorni di Vietri di Potenza*. Rend. Acc.Sc. Fis. e Mat., serie 4, **45**, 87-105.

DOGLIONI C., MORETTI I., & ROURE F. (1990) – *Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and mediterranean geodynamics: A discussion*. Jour. Geodyn., **13**, 47-65.

ESPOSITO E., PORFIDO S., VIOLANTE C. (2004) – *Il nubifragio dell’Ottobre 1954 a Vietri Sul Mare-Costa di Amalfi, Salerno*. Pubbl. GNDCI n. 2870.

FERRERI V. (1985) – *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell’Italia meridionale*. Rend. Accad. Sc. Fis. Mat., Napoli, **52**, 1 – 47.

FERRANTI L. & PAPPONE G. (1992) - *Nuovi dati sui rapporti tettonici tra i terreni Lagonegresi e quelli della piattaforma carbonatica Campano-Lucana nei dintorni di Campagna (Salerno- Appennino Meridionale)*. Rend. acc. Sc. Fis. e Mat. s 4 , vol. **59** Napoli.

FERRANTI L. OLDOW J.S. & SACCHI (1996) – *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in Southern Apennine belt, Italy*. Tectonophysics, **260**, 325-347

- FERRANTI I. & OLDOW J. S. (1999) – *History and tectonic implications of low-angle detachment fault and orogen parallel extension, Picentini Mountains, Southern Apennines fold and the thrust belt, Italy*. *Tectonics*, **18**, 498-526.
- FINETTI I. & DEL BEN A., (1986) – *Geophysical study of the Tyrrhian opening*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 28,75-15 (60), 263-341.
- FONDAZIONE LERICI (1989) - *Esplorazione Geoarcheologica alla foce del Sele (Salerno)*.
- GALDIERI A. (1907).- *Osservazioni geologiche sui monti picentini nel salernitano*. Nota preventiva. Rend. Acc. Lincei el. sc. Fis.. ser. V.. vol. **16**. Roma.
- GALDIERI A. (1910) – *Le terrazze orografiche dell'alto Picentino a Nord-Est di Salerno*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **29**, 37 – 106.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) – *Late Oligocene –Miocene syn-late-orogenic succession in western and central Mediterranean Chain from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. *Terra Nova*, **5**, 525-544.
- GUY M. (1990) – *Le rivage maritime et la <lagune> de Poseidonia-Paestum*. In: ALBORE LIVADIE C. & WIDEMANN F. (Eds.) "Volcanologie et Archeologie", PACT, **25**, 257 – 270.
- HIPPOLYTE J. C., ANGELIER J., & ROURE F. (1994) - *Piggyback Basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. *J. Struc. Geol.*, **16**, 159-173.
- HIPPOLYTE J. C., ANGELIER J., & BARRIER E.. (1995) – *Compressional and extensional tectonics in an arc system : example of the Southern Apennines*. *J. Struc. Geol.*, **17** (12), 1725-1740.
- IANNACE A., PARENTE M., & ZAMPARELLI V. (2005) – *The Upper Triassic platform margin facies of Southern Apennines and their Jurassic fate: state of the art*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **124**, 213 – 214, 6ff.
- IETTO A. (1963a) – *I rapporti tettonici fra "Scisti silicei" e dolomite nei dintorni di Giffoni Vallepiana (Salerno)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (2), 1049-1069.
- IETTO A. (1963b) – *Nuovi aspetti della tettonica della Serie calcareo-dolomitica mesozoica nel Salernitano*. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **72**, 31-44.
- IETTO A. (1965) – *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino Meridionale)*. *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **74**, 65-85.
- INCORONATO A., NARDI G., ORTOLANI F., & PAGLIUCA S. (1985) – *The Plio-Quaternary Bagnoli Irpino-Calaggio torrent strike slip fault. Campania –Lucania (Southern Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **104**, 399-404.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) – *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 227 – 250.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) – *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In COY SQUIRES (Ed.) *Geology of Italy. Earth Sc. Of the Lybian Arab. Republic, Tripoli*, **2**, 317-328.
- LA ROCCA S., & SANTANGELO N. (1991) – *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del Fiume Noce (Basilicata)*. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, **14**, 229-242.
- LEUCI G. (1999) – *Il mammoth di Acerno*. *Bollettino dei Musei Provinciali del Salernitano*, **XV**, 3-12.
- LIPPMANN-BAGGIONI M. & GARS G. (1984) – *La bordure sud des Monts Picentini: un jalon dans l'evolution neotectonique et paleoclimatique de l'Apennin Meridional*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **7**, 49 – 58.
- LIPPMANN-PROVASAL M. (1987) – *L'Appennin Campanien Meridional (Italie). Etude Geomorphologique*. These de Doctorat. Univ. D'Aix- Marseille, Aix en Provence.
- LOCARDI E. (1982) – *Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame dell'evoluzione volcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 569-596.

- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) – *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) – *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 519-531.
- MERRITTS D. J., VINCENT K. R., WOHL E. E. (1994) – *Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces*. *Journal of geophysical research*, **99**, 14,031-14,050.
- MIALL A. D. (1996) – *The Geology of fluvial deposits*. Springer-Vanlag.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1997) – *Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peritirrenico campano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116**, 487-502.
- MILIA A., TORRENTE M.M., RUSSO M., ZUPPETTA A., (2003) – *Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism*. *Mineralogy and Petrology*, **79**, 33-47.
- MOSTARDINI F., MERLINI S. (1986) - *Appennino Centro Meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem Soc. Geol. It.* **35**, 177-202, 10 ff
- MOUSSAT, E., REHAULT, J.P., FABBRI, A., (1986). *Rifting et évolution tectono-sédimentaire du Bassin Tyrrhénien au cours du Neogene et du Quaternaire*. *Gior. di Geol.*, ser. 3, **48** (1/2), 41-62.
- MUNNO R., PETROSINO P., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E., JUVIGNÉ É. (2001) - *A late Middle Pleistocene climatic cycle in southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession*. *Géographie physique et Quaternaire*, 2001, vol.**55**, n° 1, p.87-89.
- OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8**, 453-763.
- OLDOW J.S, D'ARGENIO B., FERRANTI L., PAPPONE G., MARSELLA E., SACCHI M. (1993) - *Large-scale longitudinal extension in the southern Apennines concretionary belt, Italy*. *Geology* v.**21**, p.1123-1126, Dicembre USA.
- ORTOLANI F. (1974) – *Assetto strutturale dei Monti Picentini, della Valle del Sele e del Gruppo di Monte Marzano-Monte Oga (Appennino Meridionale). Implicazioni idrogeologiche*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 209-230.
- PAPPONE G. & FERRANTI L. (1995)- *Thrust tectonics in the Picentini Mountains, Southern Apennines, Italy*. *Tectonophysics* 252.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai (Editors), *The Lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research*. I Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid. Term. Conf., Rome, 5-6 May 1987, atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R., & SCANDONE P. (1990) – *Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1999) – *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt – foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In Vai G.B. & Martini I.P. (eds.). *Anatomy of the a mountain: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*. Chapman and Hall Publ. 1999.
- PESCATORE T., SGROSSO I., TORRE M. (1970) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. *Mem. Soc. Natur. in Napoli*, **78**, 337- 408.
- PESCATORE T. (1980) – *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 783-805.
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. & MARINO M. (1994) – *Il bacino piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **113** (2), 265-248.

PORRECA, M., MATTEI, M. & FUNICIELLO, R. (2003) - *Evoluzione geologico-strutturale e caratteri paleomagnetici dei bacini fluvio-lacustri pleistocenici del settore centrale dei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. AIQUA Giornate di studio sul tema: Successioni continentali nell'Appennino centro-meridionale, Roma, 20-21 Febbraio 2003.

ROSSKOPF C., CINQUE A., FERRELLI L., MICHETTI A. M., VITTORI E. (1995) – *Strutture da liquefazione interpretabili come sismiti in sedimenti litorali storici della Piana del Sele (Campania)*. Studi Geologici Camerti, **2**, 387-395.

RUSSO F. (1990) - *I sedimenti quaternari della Piana del Sele. Studio geologico e geomorfologico (con allegata una Carta Geologica a scala 1:50.000)*. Tesi di Dottorato di ricerca. Pubbl. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli. 168 pp.

RUSSO F. & BELLUOMINI G. (1992) - *Affioramenti di depositi marini tirreniani sulla Piana in destra del Fiume Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 25 -31.

SACCHI M., INFUSO S., MARSELLA E. (1994) – *Late-Pliocene – Early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (Eastern Tyrrhenian Sea)*. Boll. di Geof. Teor. e Appl.; XXXVI, n.141/144, 469-482.

SANTANGELO N. (1991) –*Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Univ. “Federico II”, Napoli.

SANTO A. & SGROSSO I. (1987) –*Alcune precisazioni sulle “trasgressioni” mioceniche nell’Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It.,**38**, 225-240.

SARTORI R. (1989) –*Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e i suoi rapporti con le aree circostanti*. Gior. Di Geol., **51** (2), 1-39.

SCANDONE P. (1967) – *Studi di Geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa*. Boll. Soc. Natur. Napoli., **76**, 1 – 175.

SCANDONE P., SGROSSO I. & VALLARIO A.(1967) – *Finestra tettonica nella serie calcareo-silico-marnosa lucana presso Campagna (monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. Napoli., **76**, 3 – 10.

SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974) – *La successione miocenica dell’alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)*. Boll. Soc. Geol., It., **93**, Roma.

SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M. & RUSSO F. (1994) –*Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano)*. Il Quaternario, **7** (2), 613-626.

SELLI R. (1962)- *Il Paleogene nel quadro della geologia dell’Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. **3**.

SERV. GEOL. D’ITALIA (1971a) - *Carta Geologica d’Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 185 Salerno*. Serv. Geol. D’Italia, Roma.

SERV. GEOL. D’ITALIA (1971b) - *Carta Geologica d’Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 197 Amalfi*. Serv. Geol. D’Italia, Roma.

SERV. GEOL. D’ITALIA (1971c) - *Carta Geologica d’Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 186 S. Angelo dei Lombardi*. Serv. Geol. D’Italia, Roma.

SERV. GEOL. D’ITALIA (1971d) - *Carta Geologica d’Italia alla scala di 1:100.000. Foglio 198 Eboli*. Serv. Geol. D’Italia, Roma.

SERV. GEOL. D’ITALIA - *Carta Geologica d’Italia alla scala di 1:50.000. Foglio 486 Foce del Sele*. Serv. Geol. D’Italia, Roma in stampa.

SGROSSO I. (1965) - *Lembi paleocenici trasgressivi sul Lias dei Monti Mai (Salerno)*, Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. **74**.

SGROSSO I. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala di 1:100.000. Fogli 185 Salerno e 197 Amalfi*. Serv. Geol. D’Italia, Roma.



SGROSSO I. (1998) – *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll.Soc. Geol. It., **117**, 679-724.

TORRE M. DI NOCERA S. & ORTOLANI F. (1988) – *Evoluzione post-tortoniana dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 47-56.

TURCO E. (1976) – *La finestra tettonica di Campagna (M. Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. Napoli., **85**, 639 – 651.

TURCO E. & MALITO M. (1988) – *Formazione di bacini e rotazione di blocchi lungo faglie trascorrenti nell'Appennino Meridionale*. Riassunti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, vol. **B**, 424-426.

TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA p. (1990) – *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematica*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 519-529.

Vesica P., Tuccimei P., Turi B., Fornòs J.J., Ginès J., Gines A., (2000) – *Late Pleistocene paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothemes*. Quaternary Science Reviews **19**/9, 865-879.

VITA-FINZI C. (1975) – *Chronology and implications of Holocene alluvial history of the Mediterranean basin*. Bull. Geol. Warszawa, vol. **19**, 137-147.

WESTAWAY R. & JACKSON J.A. (1984) – *Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980*. Nature, **312**, 436-438.

WESTAWAY R. & JACKSON J.A. (1987) – *The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy)*. J.of Structural Volcanol. & Geotherm., **48**, 127-137.

WOILLARD G. M. (1978) – *Grande Pile Peat Bog: A Continuous Pollen Record for the Last 140000 years*. Quat. Res. **9**, 1-21.

ZUPPETTA A. & SAVA A. (1992) – *Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain – Campanian Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 273 – 281